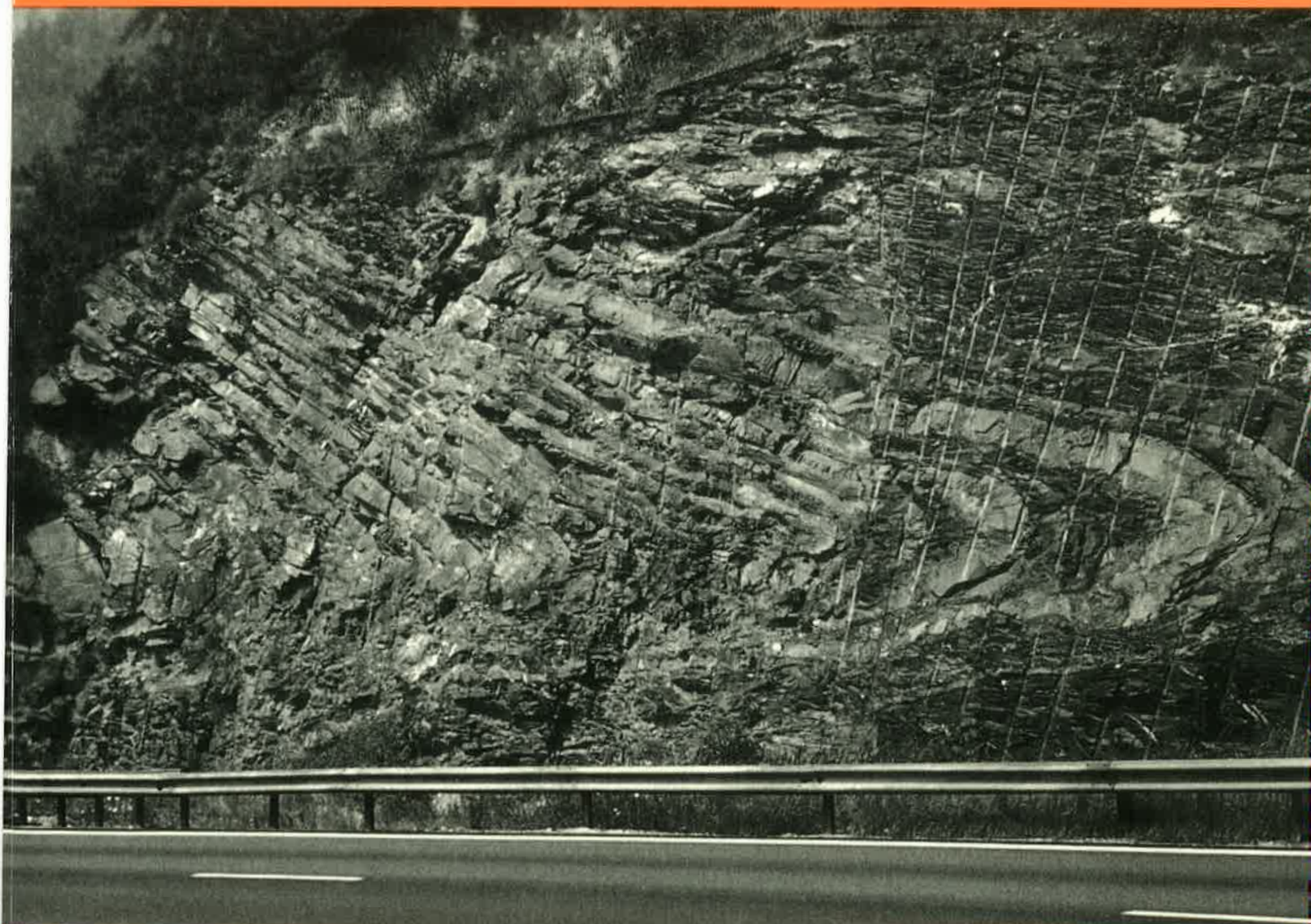


Die variskische Entwicklung des südwestlichen Aiguilles-Rouges-Massives (Westalpen, Frankreich)

von Christoph Dobmeier



Université de Lausanne
Faculté des Sciences

Institut de Géologie
et de Paléontologie

Die variskische Entwicklung des südwestlichen Aiguilles-Rouges- Massives (Westalpen, Frankreich)

von Christoph Dobmeier

Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät
der Universität Freiburg/Schweiz
Dissertation Nr. 1110 (gekürzte Version)

Mémoires de Géologie (Lausanne) n° 29, 1996



This work is licensed under a Creative Commons
Attribution 4.0 International License
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

Titelbild: Die liegende Falte von *les Gures*, aufgeschlossen an der Nationalstraße N 205 ("Route blanche"). Eine Wechsellagerung von Phylliten und feinkörnigen Metagrauwacken zeichnet das D₃-Strukturelement nach. Die Sedimentation der detritischen Gesteine erfolgte vermutlich im oberen Visé.

Zusammenfassung

Im Südwestteil des Aiguilles-Rouges-Massives, einem der Externmassive der Westalpen, durchgeführte petrologische, geochemische und gefügekundliche Untersuchungen sollten die Entwicklung des betrachteten Areales im Verlauf der variskischen Orogenese erhellen.

Das Untersuchungsgebiet besteht aus neun lithotektonischen Einheiten:

- Zwei Gneiskomplexe und ein Grüngesteinskomplex präkarbonischen Alters. Geochemische Untersuchungen (RFA, ICP-MS) implizieren, daß es sich beim Grüngesteinskomplex vermutlich um das Relikt eines Inselbogens handelt.
- Eine im Visé gebildete vulkano-sedimentäre Abfolge. Die chemische Zusammensetzung der Vulkanite weist auf deren Aufdringen in Zusammenhang mit einer Krustendehnung hin.
- Die synkinematischen Granite von Montées-Pélissier und der Pormenaz.
- Das intramontane Pormenaz-Coupeau-Becken, dessen vermutlich an eine aktive Störung gebundene Entwicklung im Westfal D einsetzte und bis an die Karbon/Perm-Grenze anhielt.
- Autochthone bis parautochthone mesozoische Bedeckung des variskischen Sockels, Morcles-Decke und die Einheit von Vervex (allochthone oberkarbonische Gesteine an der Basis der Morcles-Decke) wurden gemeinsam mit der Füllung des Pormenaz-Coupeau-Beckens erstmals alpin deformiert.

Das Alter aller beobachteten variskischen Gefüge läßt sich durch die mitdeforinierten unterkarbonischen Gesteine einerseits und das postmetamorph abgelagerte Oberkarbon andererseits auf Namur bis Westfal C eingrenzen.

Eine mit einem steilstehenden Streckungslinear str_1 versehene erste Schieferung s_1 blieb nur vereinzelt makroskopisch erhalten. Das vorwiegend subhorizontale Streckungslinear str_2 streicht parallel zur steil stehenden Hauptfoliation s_2 um N - S. Schersinnindikatoren zeigen eine relativ dextrale einfache Scherung an. Im Granit von Montées-Pélissier ergaben Verformungsanalysen einen oblaten Strain für das Deformationsinkrement nach der syn-D₂ erfolgten Platznahme. Post-D₂ entwickelte Strukturen belegen ein Anhalten der Transpression bei rückschreitender Metamorphose. Die Anlage des Oberkarbonbeckens war durch ein spätestens ab dem Westfal D bestehendes extensionales Stressfeld möglich.

Geothermobarometrische Untersuchungen ergaben für die Gneiskomplexe gegen den Uhrzeigersinn gedrehte P-T-d-t-Pfade mit einem T-Maximum bei über 700°C und einem nachfolgenden P-Maximum von ca. 11 kb bei bereits gesunkenen Temperaturen. In den Grüngesteinen resultiert aus der Amphibolzonierung ein im Uhrzeigersinn gedrehter P-T-t-d-Pfad mit maximal 620°C bei 6,7 kb. Alle Pfade weisen jeweils eine quasiisothermale Kompressions- und Dekompressionsphase auf, was auf aktive Versenkung und Hebung zurückgeführt wird. Die unterschiedlichen Pfadformen lassen sich auf die Überschiebung der wesentlich kälteren Grüngesteine auf die Gneise zurückführen. In den unterkarbonischen Gesteinen wurde die mittlere Grünschieferfazies nicht überschritten. Metamorphosehiata und Pfadformen belegen das Zusammenbringen der Einheiten während der oberkarbonischen Kollision.

Abstract

Petrological, geochemical and structural investigations were stressed to unravel the Variscan evolution of the southwestern Aiguilles Rouges Massif, a relic of the pre-Mesozoic basement of the Helvetic realm.

The investigated area is built up by 9 lithotectonic units:

- Two gneiss units and a greenstone unit which likely evolved at an active margin (whole rock geochemistry, XRF and ICP-MS) probably existed already before the Variscan hypercollision.
- A Visean basin comprises detrital sediments and volcanic rocks. The geochemical composition of the latter points to an extensional environment during the basin formation, which was probably forced by orogenic activity.
- The granites of Montées-Pélissier and of the Pormenaz intruded syncinematically in dextral transpressive shear zones.
- The formation of the intramontaneous Pormenaz-Coupeau Basin, presumably linked to active faults, began in Westfal D and continued until the boundary between Carboniferous and Permian.
- Auto- and parautochthonous mesozoic cover, Morcles nappe and autochthonous Upper Carboniferous sedimentary rocks were deformed only during Alpine orogeny. At the base of the Morcles nappe exists an allochthonous slice of Upper Carboniferous rocks ("Vervex-unit").

Deformed Late Viséan rocks but undeformed Westphalian D sediments limit the age of all observed Variscan structures to Namurian to Westphalian C.

A first foliation s_1 with a subvertical stretching lineation str_1 is macroscopically rarely preserved. The mainly subhorizontal str_2 strikes N - S parallel to the subvertical pervasive foliation s_2 . Shear sense criteria show relative dextral movements under simple shear. In the Montées-Péllissier granite performed strain analysis proved an oblate strain for the deformation after the syn- D_2 granite emplacement. The continuation of the transpression during retrogressive metamorphism is supported by the structures evolved post- D_2 . The formation of the Upper Carboniferous basin (Westphalian D) was rendered feasible by an extensional stress field.

Geothermobarometric investigations yielded anti-clockwise rotated P-T-t-d-paths with a T-maximum above 700°C and a subsequent P-climax at about 11 kb and already lower T for the gneiss units. Contrarily, the zonations of amphiboles from the greenstone unit result in a clockwise rotated P-T-t-d-path with 620°C and 6.7 kb maximum conditions. All paths show quasi-isothermal compression and decompression segments as indicators for active burial and uplift. The different path forms are due to the overthrust of the less hot greenstones above the gneisses. The Viséan schists suffered a middle greenschist facies metamorphism. Present metamorphism hiatus and the path forms substantiate the juxtaposition of the units during the Mid Carboniferous collision.

Résumé

Des recherches pétrologiques, géochimiques et structurales sur l'évolution de l'orogénèse varisque ont été effectuées dans la partie sud-ouest du Massif des Aiguilles Rouges qui appartient aux Massifs Externes des Alpes occidentales.

Le domaine étudié est constitué de neuf unités lithotectoniques:

- deux unités de gneiss et une unité des roches vertes d'âge anté-Carbonifère. L'analyse géochimique (XRF, ICP-MS) de l'unité des roches vertes indique probablement une origine d'arc insulaire.
- un bassin, formé au Viséan, rempli d'éléments clastiques et de volcanites dont la composition chimique est conforme à un contexte en extension. La formation de ce bassin est probablement directement liée au développement de l'hypercollision varisque.
- les granites de Montées-Péllissier et de Pormenaz qui se sont mis en place synchroniquement dans les zones de cisaillement.
- le bassin en extension de Pormenaz-Coupeau, probablement lié au jeu d'une faille active, qui se met en place au Westphalien D et subsiste jusqu'à la limite Carbonifère/Permien.
- la couverture autochtone et parautochtone mésozoïque du socle varisque, la nappe de Morcles et les roches du bassin de Pormenaz-Coupeau sont déformées d'abord par l'alpin. A la base de la nappe de Morcles, apparaissent des roches allochtones du Carbonifère supérieur (Unité de Vervex).

La déformation varisque observée est calée du Namurien au Westphalien C par, d'une part, les roches du Carbonifère inférieur alors déformée, et, d'autre part, le Carbonifère supérieur postmétamorphique.

La première schistosité s_1 , ainsi que la linéation d'étirement str_1 , sont rarement visibles macroscopiquement. La foliation principale s_2 a une direction N - S et la linéation d'étirement str_2 est subhorizontale. Les critères de sens de cisaillement montrent un cisaillement dextre. Les analyses de strain effectuées sur le granite de Montées-Péllissier indiquent un strain oblate suite à la mise en place du granite au cours d'une partie de la déformation D_2 . Les structures associées au métamorphisme rétrograde témoignent de la persistance de la transpression. La mise en place du bassin Carbonifère supérieur fut possible grâce à un régime extensif au plus tard au Westphalien D.

L'étude géothermobarométrique des unités de gneiss montre un chemin P-T-d-t antihoraire avec une température minimale de 700°C et un maximum de pression de l'ordre de 11 kb à des températures inférieures. Contrairement, la zonation des amphiboles de l'unité des roches vertes montre un chemin P-T-d-t horaire avec une température maximale de 620°C à 6,7 kb. Tous les chemins sont associés à des phases de compression et de décompression quasi-isothermes ce qui s'explique par un abaissement et un soulèvement actifs. Les différentes formes des chemins s'expliquent par le chevauchement des gneiss par l'unité des roches vertes plus froides. Le degré métamorphique des roches du Carbonifère inférieur ne dépasse pas la limite du faciès schiste vert moyen. Les hiatus de métamorphose et la forme des chemins s'expliquent par la juxtaposition des unités pendant la collision au Carbonifère supérieur.

Vorbemerkung

Der vorliegende Text umfaßt den größten Teil meiner am Lehrstuhl für Allgemeine Geologie der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (Bundesrepublik Deutschland) und am Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Freiburg/Schweiz erarbeiteten Dissertation. Aus Kostengründen mußte auf den Druck des Teiles der Promotionsschrift, der sich mit der alpinen Orogenese befaßt, verzichtet werden. Den Druck des Hauptteiles ermöglichte ein Zuschuß der Stiftung Dr. J. de Giacomo des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der Wissenschaften sowie das Preisgeld des Vignery-Preises der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg/Schweiz, der mir für diese Dissertation verliehen wurde. Für die großen Hilfen möchte ich den Vertretern beider Institutionen meinen herzlichsten Dank aussprechen!

Vorbei sind die Zeiten der Galileo Gallileis und Isaac Newtons, vorbei die Zeiten der still im Kämmerlein allein vor sich hin arbeitenden und denkenden Forscher. Heute ist keine wissenschaftliche Leistung mehr ohne die direkte oder indirekte Mithilfe anderer möglich. Die Anzahl der notwendigen, ja unverzichtbaren Helfer wächst vermutlich exponential mit der Komplexität der Aufgabenstellung an. Hilfe fällt oft verschieden aus. Nicht immer benötigt man fachlichen Rat, denn oft hemmen einen eher organisatorische und finanzielle Probleme. Deshalb möchte ich mich an erster Stelle bei den Professoren Jürgen F. von Raumer und Günther Nollau bedanken, die den Werdegang dieser Arbeit betreuten und viele nichtfachliche Problemchen beseitigten. Prof. Hans-Rudolf Pfeifer und Prof. Albrecht Steck (Lausanne) haben sich freundlicherweise als Experten der Prüfungskommission zur Verfügung gestellt.

Einen sehr wichtigen Beitrag lieferten die Erika-Giehl-Stiftung, Erlangen (im Rahmen der Graduiertenförderung des Bayerischen Staates) und der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der Wissenschaften (Projekt 21-39181-93) indem sie die Finanzierung des Projektes absicherten und mich damit einiger Sorgen enthoben. (Nicht nur) fachlich haben mir bei der Erstellung meiner Dissertation sehr geholfen: Dr. Andreas Peterek und PD Dr. Bernhard Schulz (Erlangen), Dr. François Bussy und Jean-Claude Lavanchy (Lausanne), Prof. René-Pierre Ménot (St. Etienne), Jean Paul Bourqui und Dipl. Geol. Regina Hable (Fribourg) sowie Tim Holland (Cambridge). Ein Teil der Geländearbeiten konnte auf Beschluß des wissenschaftlichen Komitees der Réserve Naturelle de Passy durchgeführt werden. Nicolas Guscioni und Claire Prospert (Fribourg) übersetzten freundlicherweise das Résumé.

Privaten Dank schulde ich Angela Wirsing und Claire Prospert, die mich zwei Monate im Sommer 1994 in ihrer Wohnung aufnahmen, Gianluca Bondietti, der es im April 1993 ebenfalls zwei Wochen mit mir in seinem Apartement ausgehalten hat, meinem Doktorvater und seiner Frau Esperanza von Raumer, die mich bei mehreren Aufenthalten in Fribourg beherbergten, meinem Mitwohner Pierre Picouet für seine unproblematische Koexistenz, und meiner Frau Sibylle.

Nicht vergessen möchte ich meine umgänglichen und freundlichen Kolleginnen und Kollegen der Institute für Mineralogie und Petrographie sowie für Geologie und Paläontologie, derentwegen ich meine Zeit in Fribourg immer in angenehmer Erinnerung behalten werde.

Froh bin ich darum, als Geologe draußen arbeiten zu können. Büros sind im Winter zwar wärmer, aber im Sommer viel, viel öder!

Fribourg, im August 1996

Christoph Dobmeier

INHALT

	Seite
Zusammenfassung	3
Abstract	3
Résumé	4
Vorbemerkung	5
Inhalt	6
1 Einführung	9
1.1 Geographische Lage	9
1.2 Regionalgeologischer Überblick	9
1.3 Quartärgeologie	11
1.4 Erforschungsgeschichte	11
1.5 Bisher veröffentlichte Altersdaten aus dem Aiguilles-Rouges- und dem Belledonne-Massiv	12
2 Die Gneiskomplexe	14
2.1 Der Westliche Gneiskomplex	14
2.1.1 Petrographie	14
2.1.2 Geochemische Daten zu orthogenen Gesteinen im Westlichen Gneiskomplex	24
2.1.3 Interpretation der prämetamorphen Situation	29
2.1.4 Deformation	29
2.1.5 Grad der Metamorphose im Westlichen Gneiskomplex	32
2.2 Der Östliche Gneiskomplex	37
2.2.1 Petrographie	37
2.2.2 Interpretation der prämetamorphen Situation	43
2.2.3 Deformation	43
2.2.4 Metamorphose	48
3 Der Grüngesteinskomplex	51
3.1 Petrographie der Grüngesteine	51
3.1.1 Petrographische Beschreibung	51
3.1.2 Rückschlüsse auf den prämetamorphen Grüngesteinskomplex	60
3.2 Geochemische Beschreibung der Grüngesteine	61
3.2.1 Alteration	61
3.2.2 Geochemische Charakterisierung	65
3.2.3 Geotektonische Position	74
3.2.4 Überlegungen zur Petrogenese der Gesteine	76
3.2.5 Vergleich mit benachbarten Externmassiven	78
3.3 Deformation	78
3.4 Metamorphose	81
4 Unterkarbonische Gesteine	85
4.1 Petrographie und Petrologie der Metaklastite	85
4.2 Petrographie und Geochemie der Metamagmatite	88
4.2.1 Petrographische Beschreibung der Metamagmatite	88
4.2.2 Geochemische Charakterisierung der Metamagmatite	89
4.3 Deformation	91
4.4 Metamorphose	94
4.5 Zusammenfassung und Diskussion	95

5 Die Granite von Montées-Pélissier und der Pormenaz	96
5.1 Petrographie	96
5.1.1 Granit von Montées-Pélissier	96
5.1.2 Pormenazgranit	100
5.2 Deformation der Granite	101
5.3 Platznahme und Metamorphose	104
5.4 Geochemische Daten zur "Normalfazies" des Granites von Montées-Pélissier	105
5.4.1 Alteration	105
5.4.2 Herkunft des Granites: Mögliche Protolithen und paläotektonische Position	107
5.5 Zusammenfassung und Diskussion	108
5.6 Vergleich der beiden Granite mit Graniten der Umgebung	110
6 Kristallchemie und Thermobarometrie	111
6.1 Thermobarometrische Untersuchungen in Metapeliten der Gneiskomplexe	111
6.1.1 Methodik	111
6.1.2 Mikrostrukturen, Mineralparagenesen und Kristallchemie	112
6.1.3 Interpretation der Mineralzonierungen	114
6.1.4 Geothermobarometrie und P-T-Entwicklung	116
6.1.5 Kristallchemische und thermobarometrische Studien an Hellglimmern	119
6.2 Kristallchemische und thermobarometrische Untersuchungen in Grüngesteinen	121
6.2.1 Kristallchemie	121
6.2.2 Thermobarometrische Untersuchungen in Metabasiten	127
6.2.2.1 Mikrostrukturen, Kristallchemie und Mineralparagenesen	128
6.2.2.2 Verwendete Geothermometer und Geobarometer	133
Das Amphibol-Plagioklas-Thermometer von HOLLAND & BLUNDY (1994)	133
P-T-Abschätzungen nach COLOMBI (1989)	134
Das (Ca-Na)Amphibol-Albit-Chlorit-Epidot-Quarz-Geothermometer von TRIBOULET (1992)	134
6.2.2.3 Anwendung und Vergleich der Geothermometer	135
6.2.2.4 Mit dem Geothermobarometer von TRIBOULET (1992) ermittelte <i>P-T-d</i> -Pfade	137
6.2.2.5 Gesamte P-T-Entwicklung in den Metabasiten	139
7 Postmetamorphe Sedimentation im Oberkarbon	141
7.1 Autochthones Oberkarbon	141
7.1.1 Oberkarbon der Montagne de Pormenaz	141
7.1.2 Oberkarbon zwischen Montvauthier und les Houches	142
7.1.3 Zusammenfassung der autochthonen Vorkommen	143
7.2 Allochthones Oberkarbon	143
8 Zusammenfassung und Diskussion der Ereignisse im Verlauf des variskischen Zyklus	144
Lithologie-Petrographie	144
Deformation	145
Metamorphose	147
Diskussion	148
Modell	151
Die alpine Orogenese und ihr Einfluß auf den variskisch konsolidierten Sockel	151
Ausblick	152

Anhang

9 Methodik und Vergleich von RFA- und ICP-MS-Analysen	153
9.1 Methodik	153
Petrographie	153
Geochemie	153
Strukturgeologie	153
Elektronen-Mikrosonde	154
9.2 Vergleich von RFA- und ICP-MS-Analysen	154
10 Daten	156
Entnahmepunkte der Handstücke für petrographische und strukturgeologische Untersuchungen	156
Entnahmepunkte der Proben für Geochemie und Thermobarometrie (Tab. 4)	156
Gesamtgesteinschemische Daten	160
Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den Gesteinen des WGK (Tab. 5)	160
Haupt-, Neben- und Spurenelemente der Proben aus der Amphibolgneis-Assoziation im WGK (Tab. 6)	161
Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte im Grüngesteinskomplex (Tab. 7)	162
Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den unterkarbonischen Gesteinen (Tab. 8)	166
Haupt-, Neben- und Spurenelemente in den Gesteinen des Granites von Montées-Pélissier (Tab. 9)	167
Mikrosondeanalysen	168
Mikrosondeanalysen von Granat aus Metapeliten (Tab.10)	168
Mikrosondeanalysen von Biotiten und Hellglimmern aus Metapeliten (Tab. 11)	169
Mikrosondeanalysen von Feldspäten aus Metapeliten (Tab. 12)	172
Mikrosondeanalysen von Titan-Mineralen aus Grüngesteinen (Tab. 13)	173
Mikrosondeanalysen von Biotiten aus Grüngesteinen (Tab. 14)	173
Mikrosondeanalysen von Plagioklasen aus Grüngesteinen (Tab. 15)	174
Mikrosondeanalysen von Mineralen der Epidotgruppe aus Grüngesteinen (Tab. 16)	176
Mikrosondeanalysen von Chloriten aus Grüngesteinen (Tab. 17)	177
Mikrosondeanalysen von Amphibolen aus Grüngesteinen (Tab. 18)	178
11 Literaturverzeichnis	183
Abkürzungsverzeichnis	191

1 EINFÜHRUNG

1.1 Geographische Lage des Arbeitsgebietes

Das untersuchte Gebiet befindet sich im Bezirk Haute-Savoie (74) in den französischen Westalpen östlich der Bäderstadt St-Gervais-les-Bains. Die bereits im Hochtal der Arve (Tal von Chamonix) liegende Gemeinde les Houches markiert das Ostende. Im S, W und N ist die Umgrenzung an geologische Grenzen gebunden, im E endet das Gebiet an der von N nach S fließenden Diosaz und deren nach S gedachten Verlängerung bis zum Arve-Tal.

Für die Entwässerung des Areals sorgen die Arve und deren Nebenflüsse Diosaz und Bon Nant. Der tiefste Punkt befindet sich im unteren Arve-Tal bei Chedde (590 m +NN), die höchste Erhebung ist die Pointe Noire de Pormenaz mit 2.327 m +NN.

Sämtliche wichtigen topographischen Daten (inklusive der Orts- und Regionalnamen) sind in Abb. 2 enthalten.

1.2 Regionalgeologischer Überblick

Das Aiguilles-Rouges-Massiv (ARM) gehört zu den Externmassiven der helvetischen Zone des Westalpenbogens und somit zur prämesozoisch konsolidierten Kruste der europäischen Platte. Es wird von einer doppelten Schicht mesozoischer Gesteine umhüllt: Auf die geringmächtige, als autochthon angesessene, triassische Bedeckung aus Konglomeraten, Tonsteinen und Karbonatgesteinen wurde im Verlauf der alpinen Orogenese die Morcles-Decke überschoben. Im Süden grenzt das Mont-Blanc-Massiv an. Getrennt werden beide nur durch die etwa 2 km mächtige Zone von Chamonix, die aus mesozoischen Gesteinen besteht. (vgl. TRÜMPY 1980, HSÜ & BRIEGEL 1991, VON RAUMER et al. 1993).

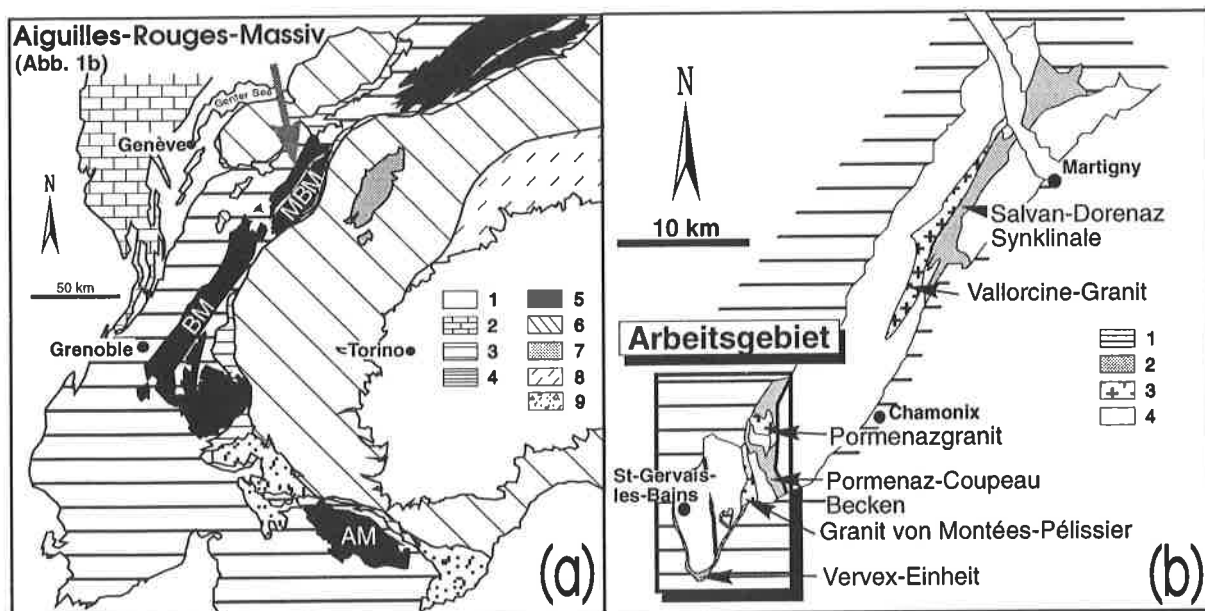


Abb. 1: (a) Position des Aiguilles-Rouges-Massives im Westalpenbogen. 1=Quartäre und Tertiäre Bedeckung; 2=Faltenjura; 3=Helvetische Zone; 4=Ultrahelvetikum; 5=Externmassive; 6=Penninikum; 7=Ostalpin; 8=Südalpin; 9=Tertiäre Flysche; MBM=Mont-Blanc-Massiv; BM=Belledonne-Massiv; AM=Argentera-Massiv. (b) Vereinfachte geologische Karte des Aiguilles-Rouges-Massives. 1=Mesozoikum; 2=Oberkarbonische Becken; 3=Spätorogene Granite; 4=Basement. Das Arbeitsgebiet ist umrahmt.

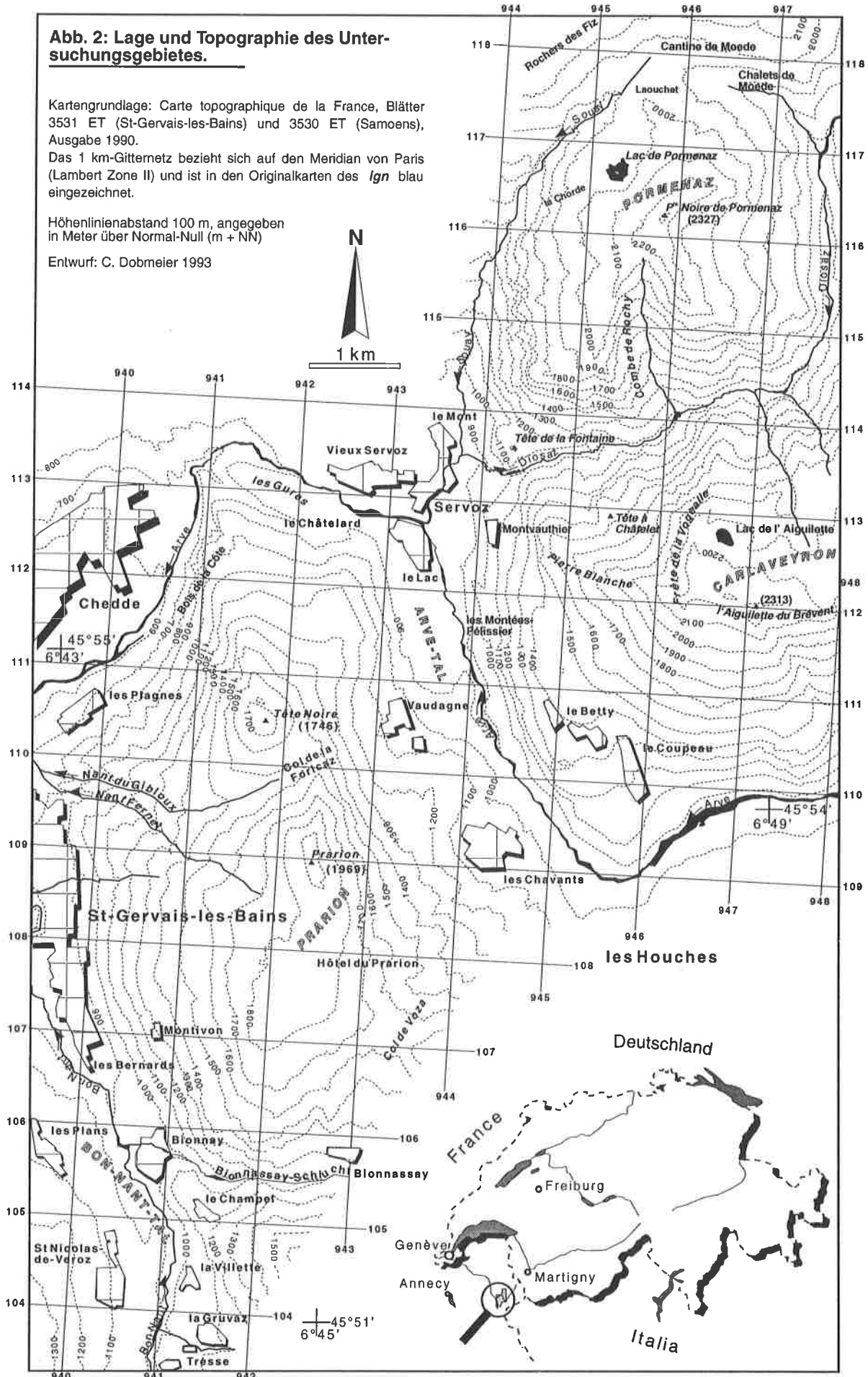
Abb. 2: Lage und Topographie des Untersuchungsgebietes.

Kartengrundlage: Carte topographique de la France, Blätter 3531 ET (St-Gervais-les-Bains) und 3530 ET (Samoens), Ausgabe 1990.

Das 1 km-Gitternetz bezieht sich auf den Meridian von Paris (Lambert Zone II) und ist in den Originalkarten des *Ign* blau eingezeichnet.

Höhenlinienabstand 100 m, angegeben in Meter über Normal-Null (m + NN)

Entwurf: C. Dobmeier 1993



1.3 Quartärgeologie

In unmittelbarer Nähe zum Mont Blanc gelegen, dem mit 4808 m höchsten Berg der Alpen, war das Gebiet während der quartären Vereisungen von mächtigen Gletschern bedeckt. Mehrere m³ fassende erratische Blöcke von Protogine-Granit liegen auf dem gesamten Prarion-Massiv und im Arve-Tal bis auf etwa 1500 m +NN. Am Prarion gemessene Gletscherstriemungen zeigen einheitlich nach 320° (NW) und 340° (NNW). Beide Scharen kommen gleich häufig und oft auf dem selben Gletscherschliff vor. Überschneidungskriterien waren nicht erkennbar.

Die Prarion-Hochfläche kann als Grundmoränenlandschaft interpretiert werden; z.T. mehrere 10er m mächtige glaziale Ablagerungen (? Grundmoräne) bedecken die Westhänge von Prarion und Tête Noire. Besonders schön sind diese als "Chéminée de fée" östlich von St-Gervais-les-Bains zu betrachten. Relikte des Spätglazials im Bon-Nant- und Arve-Tal hat WETTER (1987) ausführlich dargestellt.

Auf der Hochfläche der Carlaveyron sind mehrere Generationen von Gletscherkaren unterscheidbar. Das älteste Kar umfaßt die gesamte Hochfläche mit den Kammlinien der Frête de la Vogealle und der Aiguillettes des Houches als Relikte der alten Karwände. Gletscherschliffe zeigen eine Abstromrichtung des Eises nach N an. Die Morphologie der Hochfläche entspricht stellenweise der von Grundmoränenlandschaften. Zwei runde, domartige Strukturen von mehreren 10er bzw. über 100 m Durchmesser, die beiderseits des Col de Bel Lachat vorkommen, könnten zu diesem Gletscherstadium gehören. Ihre Genese ist nicht geklärt. Eine der beiden Strukturen wird randlich von einem jüngeren Kar angeschnitten. Insgesamt kommen drei jüngere, kleinere Kare vor, die vor ihrem Zusammentreffen Transportrichtungen nach NE, N und NW aufweisen. Der Eisstrom benutzte vermutlich das mittlere Diosaz-Tal, um nach N in Richtung der Cantine de Moëde vorzustoßen, und gemeinsam mit dem Eis aus der oberen Diosaz-Schlucht und der östlichen Pormenaz über den Rücken ins Arve-Tal hinunterzugleiten. Das Eis von der westlichen Pormenaz floß direkt zum Arve-Tal hin ab.

Später reichte die Eismenge offensichtlich nicht mehr aus, um über die Höhe der Cantine de Moëde hinweg vordringen zu können. Nachvollziehbar ist dies anhand der Endmoräne unterhalb der Chalets de Moëde. Das enge V-Tal der unteren Diosaz spricht dafür, daß das Eis nicht mehr bis in das Arve-Tal bei Servoz gelangte. Vielmehr weist die extreme Einkerbung der Schlucht auf erhebliche Wassermassen hin, die diesen Weg genommen haben.

Etwa 1000 m über dem Talboden ist bei les Houches eine Abrißkante entwickelt, die die Verflachung eines alten Kares begrenzt. Darauf befinden sich zwei frische Moränenwälle, die eventuell während des letzten Eisvorstoßes am Ende des 19. Jahrhunderts entstanden.

Während und nach dem Abschmelzen der Restgletscher wurden die ausgeschliffenen Täler z.T. verfüllt. Daher staute sich u.a. bei les Gures die Arve auf und bildete den See von Servoz, der bis in historische Zeiten bestand. (So benutzten die Römer den See zur Energiegewinnung. Der dazu angelegte Durchstich ist noch heute über dem alten Tunnel von le Chatelard vorhanden.) Nachdem im 16. Jahrhundert die letzten Reste des Sees bei le Lac verschwunden waren, schnitt sich die junge Arve in die lakustrinen Sedimente hinein. Bei Servoz entstand am Ausgang der Diosaz-Schlucht ein Schuttfächer. (Alle historischen Daten stammen aus der Chronik von COUVERT DU CREST 1993.)

Zuletzt sei noch auf die Bergrutsche von Plaine Joux hingewiesen. 1471 (hist. Quelle unbekannt, zit. in Ausstellung der Reserve naturelle Passy) ereignete sich ein Bergrutsch, dessen Volumen auf maximal 30 Millionen m³ geschätzt wird. Vom letzten Großrutsch 1751 berichtete der Notar von Sallanches, MABBOUX, daß im gesamten Umkreis zwei Tage lang soviel Staub in der Luft gewesen sei, daß die Sonne spürbar verdunkelt wurde.

1.4 Erforschungsgeschichte

Die ersten Notizen über die geologische Situation im Untersuchungsgebiet entstammen der Feder von HONORÉ DE SAUSSURE, niedergeschrieben in seinem für die Westalpen wahrhaft grundlegenden Werk *Voyages à travers les Alpes*, 1796. Die detaillierte Erforschung begann rund 100 Jahre später mit A. MICHEL-LÉVY, der in seiner Schrift *Note sur la prolongation vers le sud de la chaîne des Aiguilles Rouges* (1892) erstmalig das Prarion-

Massiv als Teil des höher metamorphen Grundgebirges erwähnte. In den zwanziger und dreißiger Jahren unseres Jahrhunderts veröffentlichten PAUL CORBIN und NICOLAS OULIANOFF, ein Verwandter des russischen Revolutionärs Lenin, zahlreiche Publikationen über das Mont-Blanc- und das Aiguilles-Rouges-Massiv (1923a und b, 1925, 1926, 1927b, 1928). Gleichzeitig erschien auch der größte Teil ihrer geologischen Karte der beiden Massive im Maßstab 1:20000 (das Doppelblatt Servoz - Les Houches kam 1927 in die Bibliotheken und Buchhandlungen). Allein das Blatt "Pormenaz" sollte erst 1969 verlegt werden. Die wirtschaftlich genutzten oberkarbonischen Schiefer stießen wegen der an manchen Lokalitäten zahlreichen und gut erhaltenen Pflanzenfossilien frühzeitig auch auf wissenschaftliches Interesse. BERTRAND bestimmte 1926 das Alter der Fauna und korrelierte diese mit oberkarbonischen Faunen in Mitteleuropa.

Der nächste bedeutende Forscher war JACQUES BELLIERE, der in seiner petrogenetischen Schrift von 1958 das südwestliche Aiguilles-Rouges-Massiv nur streifte. Sein Ansatz wurde von ROGER LAURENT in einer Promotionschrift (1967) fortgeführt, der zum erstenmal Methoden der absoluten Altersbestimmung anwandte und damit die Metamorphose im Bon-Nant-Tal (K/Ar) sowie den Granit von Montées-Pélessier (Total-Pb, K/Ar) datierte.

Die folgenden Jahre brachten speziell für das bearbeitete Gebiet keine neuen Erkenntnisse. JÜRGEN F. VON RAUMER (u.a. 1974, 1987), der bis heute intensiv die benachbarten Massive des Mont Blanc und der Aiguilles Rouges erforscht, und FRANÇOIS CARME (1970, 1971, 1975) bezogen es immer wieder in großräumige Interpretationen mit ein.

In den Achtzigern befaßten sich mehrere Arbeiten mit den graphitreichen detritischen Gesteinen des Arve-Tales und der Montagne de Pormenaz. Dabei gelang es BELLIERE & STREEL (1980) mit palynologischen Altersdatierungen, schwachmetamorphe unterkarbonische Phyllite von den oberkarbonischen Tonschiefern abzutrennen. FRANÇOIS BUJAN führte die Trennung dieser beiden stratigraphischen Einheiten im Rahmen seiner Diplomarbeit 1989 im Kartenbild durch. Zwei weitere Diplomarbeiten beschäftigten sich mit der Montagne de Pormenaz. Die Bearbeiter ANDRÉ LOX (1983) und ROBERT SOLEY (1985) kamen teilweise zu sehr unterschiedlichen Ansichten.

Bedeutende Arbeiten über das mesozoische Auflager und dessen Beziehung zum Basement verfaßten PAREJAS 1925, PAIRIS 1972 (bzw. PAIRIS et al. 1973) und ÉPARD 1990.

Die Carte Géologique de la France 1/50.000, Blatt XXXV-31 (ANTOINE et al. 1976) sowie 1/80.000, Blatt 160^{bis} (COLLET et al. 1930) und Blatt 160^{ter} (DUPARC et al. 1966) enthalten das Gebiet.

1.5 Bisher veröffentlichte Altersdaten aus dem Aiguilles-Rouges- und dem Belledonne-Massiv

Die folgende Zusammenfassung beruht vollständig auf Literaturdaten. Dementsprechend geben alle Angaben über die Genese der Gesteine und die Zuordnung der analysierten Alter zu einem metamorphen oder magmatischen Ereignis die Meinung der zitierten Autoren wieder, nicht aber unbedingt meine.

Im Bereich des Aiguilles-Rouges-Massives und des benachbarten Belledonne-Massives setzte der variskische Orogenesezyklus im Kambroordovizium mit einer Extension ein (VON RAUMER et al. 1990, 1993). Relikte dieses Ereignisses sind der Chamrousse-Ophiolith (496±6 Ma, diskordantes U/Pb-Alter an Zirkon, MÉNOT et al. 1988) und eklogitfaziell überprägte P- und N-Typ MORB mit magmatischen Altern zwischen 473+28/-31 Ma (NE-Belledonne) und 453+3/-2 Ma (ARM) (U/Pb an Zirkon, diskordant, PAQUETTE et al. 1989), für die ebenfalls eine Platznahme in einem kontinentalen Rifting-Milieu angenommen wird (VON RAUMER et al. 1990).

Absolute Alter stehen in bezug auf Metamorphose- bzw. Deformationsereignisse nur in geringem und lückenhaftem Umfang zur Verfügung. Im Aiguilles-Rouges-Massiv datierte LAURENT (1967) mit Hilfe der K/Ar-Methode die Abkühltemperatur von Muskovit aus Gneisen des Bon-Nant-Tales mit 347 Ma. THÖNI (publiziert in JOYE 1989) ermittelte an Gesteinen der Scherzone am NW-Rand des Vallorcine-Granites mit Rb/Sr-Gesamtgesteinsaltern (thin slab) etwa 370 Ma für ein erstes Metamorphoseereignis. Die eigentliche Aktivität der dextralen Scherzone (JOYE 1989) datierte er auf 320±20 Ma. Das Abkühlalter des Vallorcine-Granites liegt

nach BUSSY (mndl. Mitt.) bei $307 \pm 1,5$ Ma (U/Pb an Zirkon und Monazit, konkordant). Die Datierung des Granites von Montées-Pélessier mittels der Total-Blei-Methode durch LAURENT (1967) erbrachte ein Platznahmealter von 252 Ma.

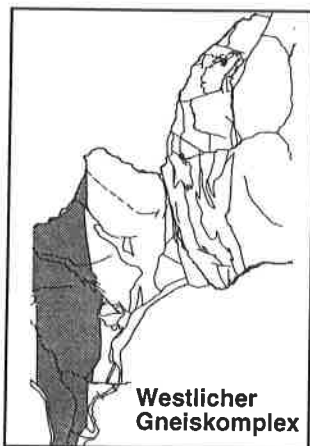
An den bereits erwähnten eklogitfaziell überprägten P- und N-Typ MORB bestimmte Alter von 424 ± 4 Ma (Argentera-Massiv) bzw. 395 ± 2 Ma (BM) (PAQUETTE et al. 1989) wurden als Zeitpunkt der Eklogitbildung interpretiert. Weitere lower-intercept-Alter von $321 + 19/-25$ Ma (BM), 327 ± 1 Ma und 351 ± 1 Ma (Argentera-Massiv) wurden als bedeutungslos verworfen. MÉNOT et al. (1985) datierten die Platznahme von Metatrondhjemeniten in den Metavulkaniten der Rioupéroux- und Livet-Serie mit 352 ± 55 Ma und 362 ± 4 Ma (U/Pb an Zirkon, diskordant). An Amphibolen wurden K/Ar-Abkühlalter von 324 ± 12 Ma registriert (MÉNOT et al. 1987). Der Granit von Sept-Laux intrudierte synkinematisch in einer Scherzone im Zeitraum von 332 ± 13 Ma (U/Pb an Einzelzirkon, diskordant, DEBON et al. 1994).

Paläontologisch datierte Gesteine des Westphal D (Bertrand 1926) postdatieren das variskische Metamorphosegeschehen, da sie diskordant und undeformiert den konsolidierten Sockel überdecken. Die mesozoische Sedimentation setzte im obersten Karn bis Ladin mit einem Basiskonglomerat ein (DEMATHIEU & WEIDMANN 1982).

2 DIE GNEISKOMPLEXE

Das Untersuchungsgebiet wird im Westen und im Osten von Gneisvorkommen begrenzt, die im Folgenden **Westlicher Gneiskomplex** und **Östlicher Gneiskomplex** genannt werden. Beide unterscheiden sich sowohl petrographisch als auch im Gesamtbild der Deformation, so daß sie getrennt besprochen werden.

2.1 Der Westliche Gneiskomplex



Alle variskisch konsolidierten Gesteine westlich des Grüngesteinskomplexes (Kap. 3) bzw. der unterkarbonischen Phyllite (Kap. 4) wurden zum Westlichen Gneiskomplex (WGK) zusammengefaßt. Dieser streicht entlang der gesamten östlichen Talflanke des Bon-Nant-Tales bis nach la Gruvaz und auf der westlichen Talseite unterhalb von St-Nicolas-de-Veroz aus. Zumeist handelt es sich um teilweise migmatische Gneise. Glimmerschiefer stehen nur selten an, dann aber immer zusammen mit Myloniten und Kataklasiten. In den Gneisen sind mehrere Amphibolitlinsen eingelagert. Zudem befindet sich im südlichen Teil ein über 1 km langer und maximal 100 m breiter Grüngesteinszug (Amphibolgneis-Assoziation). Am Steilhang zum Arve-Tal kommt ein erstmalig beschriebener Muskovit-Quarz-Feldspatgneis vor.

2.1.1 Petrographie

Der Westliche Gneiskomplex wurde von LAURENT (1967) als "série de Saint-Gervais" bezeichnet und in zwei Einheiten aufgeteilt: Seine "unité supérieure" besteht aus Glimmerschiefern, "Leptyniten" und phyllitischen Quarziten. Die nochmals unterteilte "série inférieure" setzt sich aus z.T. migmatischen Gneisen zusammen. Als Hauptgesteinstyp benannte er Plagioklasgneise. Am Kontakt zur "série de Prarion-Pormenaz", die in etwa dem Grüngesteinskomplex entspricht, trennte er eine mylonitische Fazies getrennt ab.

Bei der Neuaufnahme des Gebietes (1992, Kartierung im Maßstab 1:10000) konnte diese Zweiteilung nicht nachvollzogen werden. Auch konzentriert sich die mylonitische Fazies nicht in der verzeichneten Weise. Vielmehr kommen Mylonite und phyllonitisierte Gneise wiederholt innerhalb der Abfolge vor. Viele der Glimmerschiefervorkommen können aufgrund der erheblichen Quarzdeformation als Scherzonen aufgefaßt werden. An einigen Aufschlüssen ließ sich nachvollziehen, daß ein Teil der Glimmerschiefer aus Plagioklasgneisen entstand. Innerhalb der Gneise und Glimmerschiefer tritt Hellglimmer makroskopisch wesentlich häufiger auf als Biotit und Chlorit. Ausschließlich hellglimmerhaltige Gesteine sind nicht selten, während allein biotit/chlorit-führende Lagen nur wenige dm bis m mächtig sind.

Die migmatischen Gneise streichen nicht foliationsparallel innerhalb der Gneisabfolge aus, sondern bilden einen "Megaphakoid", in welchem die erste Foliation erhalten blieb. Ein Teil der Plagioklasgneise entstand sicher durch Diaphthorese (BECKE 1909) von Migmatiten während einer intensiven Scherdeformation D_2 .

Amphibolite kommen in bis zu 10 m mächtigen und über 100 m langen Linsen in den Plagioklasgneisen und Migmatiten vor. Zudem befinden sich innerhalb des Muskovit-Quarz-Feldspatgneises von les Plagnes über 10 m lange gangartige Amphibolite. Neben den Amphibolitlinsen streicht ein bis zu 100 m mächtiger Zug von zumeist amphibolhaltigen Chlorit/Biotit-Gneisen innerhalb der Serie aus. Vermutlich entspricht diese "Amphibolgneis-Assoziation" den "gneiss amphiboliques" nach LAURENT (1967).

Der östlich von les Plagnes anstehende, orthogene *Muskovit-Quarz-Feldspatgneis von les Plagnes* wird im Rahmen dieser Dissertation erstmals beschrieben; ältere Karten (z.B. COLLET et al. 1930, LAURENT 1967, BUJAN 1989) verzeichnen an seiner Stelle permotriassische Gesteine, denen der Orthogneis auf den ersten Blick sehr ähnlich sehen kann.

Migmatische Gneise: Stromatitische Anatexite und metatektische Gneise (WIMMENAUER 1985) aus dem Gebiet zwischen Montivon und Bionnay sind mit Amphibolgneisen und Amphibolitlinsen vergesellschaftet. Auffälligerweise streicht eine, nur in ihnen penetrative, Foliation s_1 um E-W und somit fast senkrecht zur regional bedeutenderen zweiten Foliation (vgl. Kap. 2.1.4). Die partielle Grünfärbung der an sich grauen Gneise geht auf die Anwesenheit von grünem Biotit und Chlorit und auf den umfassenden Zersatz der Feldspäte zurück.

Der Mineralbestand wurde wie folgt abgeschätzt:

Mineral ¹	92/071-1	92/104-2	92/104-4
Quarz	29	38	18
Plagioklas	57	20	39
Kalifeldspat	-	37	27
Biotit/Chlorit	11	5	13
Muskovit	-	A	-
Erz	-	-	3

Akzessorien: Granat, Amphibol, Epidot (nur in 92/071-1), Apatit, Rutil

U.d.M. zeigen alle Dünnschliffe ein mehr oder weniger deutlich ausgeprägtes granoblastisches Transpositionsgefüge. Die Gesteine bestehen im wesentlichen aus Quarz und Feldspat; Glimmer tritt nur untergeordnet auf. Petrologisch bedeutsam ist, daß in den migmatischen Gneisen **Hellglimmer** nur selten und dann nur als sekundäres Umwandlungsprodukt (kleinste Serizitspieße dringen in Kalifeldspat ein) vorkommt, während in den umlagernden Gneisen und Glimmerschiefern phengitische Hellglimmer Biotit z.T. in den Hintergrund drängen. Die Länge der **Kalifeldspäte** (max. 4 mm) hängt offensichtlich mit der Deformationsintensität zusammen. Die zumeist perthitisch entmischten Kristalle erwarben am Rand und in Druckschatten eine Mikroklingitterung. Im Kontakt zu Plagioklas entstanden Randmyrmekite (PHILLIPS 1974) (Abb. 3). Weiterhin existieren intergranulare Myrmekite (PHILLIPS 1974). Xenomorpher **Plagioklas** (KL max. 2 mm) kann optisch 2+ oder 2- sein, die Breite der polysynthetischen Zwillinge variiert beträchtlich. Im Dünnschliff 92/104-4 wurden Gleitzwillinge beobachtet. Viele Körner schließen rundliche Quarze und Feldspäte ein, sehr selten panzern die Plagioklase **Granat**. Der intensive Zerfall der Feldspäte zu Serizit und Chlorit (!) führte stellenweise zur leichten Grünfärbung des Gesteins. Dazu trägt weiterhin das Vorhandensein grüner **Biotite** bei. Die maximal 0,5 mm langen Scheiter liegen mit ihrer Spaltbarkeit in der Foliation oder überwachsen diese. Viele Kristalle zeigen Sagenitgitter und partielle Umwandlungen zu Chlorit. In Restiten bzw. Melanosomen kommen Hornblenden und Epidot vor. Die oliv bis blaugrünen, idiomorphen **Hornblenden** (bis 1 mm KL) wurden mit ihrer Langachse in die Streckungsfaser einrotiert und dabei z.T. zerbrochen. Die Kristalle grenzen stellenweise an Biotit, der in sie eindringt. Gleichzeitig kam es zur intrakristallinen Ti-Entmischung. Xenomorphe **Epidote** bestehen häufig aus einem idiomorphen Kern, der von einem Rand aus kleinen Epidotkristallen umgeben ist.

Quarz-Altkörner (bis 1 mm KL) zerfielen in Subkörner, deren c-Achsen bevorzugt senkrecht zur Streckungsfaser liegen. Die suturierten Körner weisen an Quarz/Quarz- und Quarz/Biotit-Kontakten Rekristallisationskörnchen von maximal 0,03 mm Durchmesser auf. In einem Teil der Migmatite wurden die Quarze erheblich gestreckt, mylonitische Quarzzeilen entstanden.

¹ Die Angaben verstehen sich immer in Flächen-% im Dünnschliff

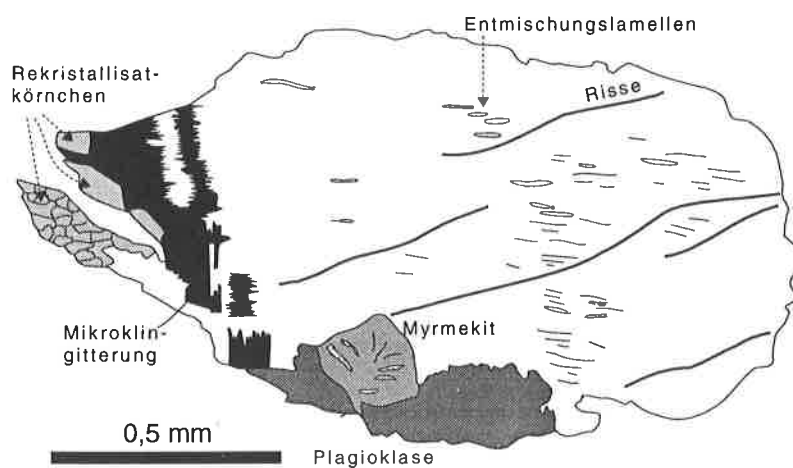


Abb. 3: Perthitischer Kalifeldspat rekristallisierte in den D_2 -Druckschatten. Dabei erwarb er stellenweise eine Mikroklingitterung. Im Kontakt zu Plagioklas entstanden Randmyrmekite.

DS 92/104-2, WGK
Schnitt II str₂ 330/42
x N

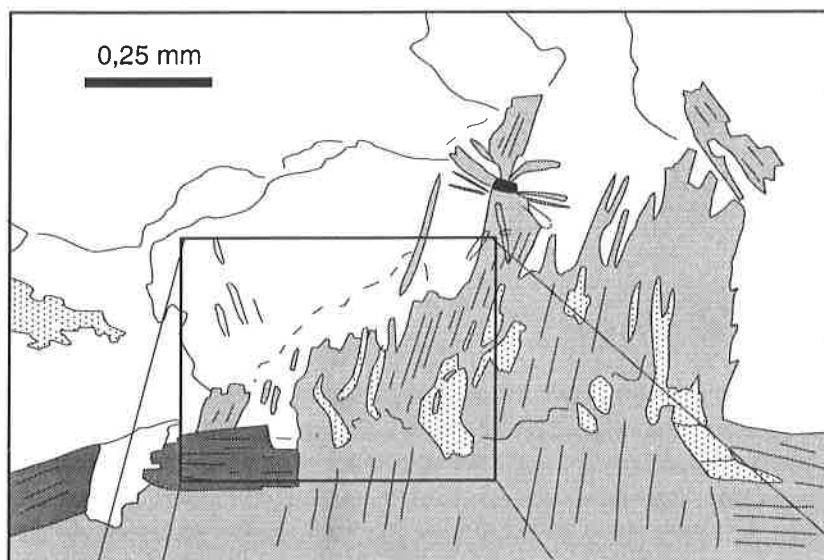
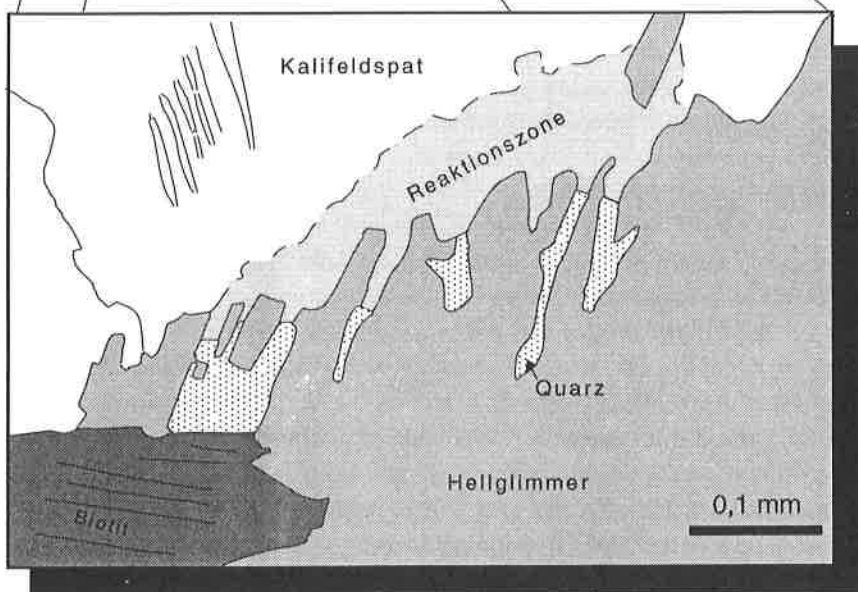


Abb. 4: Umwandlung von perthitischem Kalifeldspat in Hclglimmer und Quarz. Hclglimmer dringt von s_2 aus in den Kalifeldspat ein.

In der Ausschnittsvergrößerung ist eine Reaktionsfront erkennbar, die Ausgangs- und Endprodukte voneinander trennt. Quarz verwächst wurmartig mit Hclglimmer.

DS 92/066-2
xz-Schnitt II str₂
x N



Plagioklasgneise: Die hell- bis mittelgrauen Gesteine bilden die Grundmasse des Gneisareales, in der alle anderen Gesteine "schwimmen". Die Korngröße variiert erheblich, häufig lassen sich noch Relikte migmatischer Gefüge erkennen. Die zumeist glimmerarmen Gesteine zeigen ab und an eine augige Struktur. Relativ biotit/chloritreiche Partien erscheinen grünlich-grau.

Aufgrund mikroskopischer Untersuchungen kann der Mineralbestand wie folgt angegeben werden:

Mineral	92/035-1	92/036-1	92/051-2	92/051-3	92/053-1	92/054-1	92/059-4	92/066-2	93/076-AR	93/090-AR4
Quarz	30	20	20	25	25	25	30	35	32	40
Plagioklas	35	65	30	45	45	50	24	25	35	43
Kalifeldspat	5	-	A	-	-	A	5	-	-	A
Muskovit	A	-	A	-	20	15	28	25	15	9
Biotit+Chlorit	25	10	30	25	15	5	10	10	-	6
Erz	-	A	A	-	A	A	A	A	17	3

Akzessorien: Granat, Sillimanit, Turmalin, Apatit, Epidot, Zirkon, Ti-Phase

Die Gesteine sind somit als kalifeldspatführende Biotit-Quarz-Plagioklasgneise, Biotit-Muskovit-Quarz/Plagioklasgneise bis Muskovit-Quarz-Plagioklasgneise anzusprechen. Eine Trennung der Gesteine im Gelände war nicht durchführbar, da sie sich allein aufgrund der relativen Verhältnisse von hellen und dunklen Glimmern unterscheiden.

U.d.M. zeigen die Gesteine ein granoblastisches Gefüge, das von maximal 2 mm großen **Plagioklasen** (Olg - And) bestimmt wird, die prä- bis syn- s_2 entstanden, und syn- s_2 in intrakristallinen Rissen und an den Rändern rekristallisierten sowie asymmetrische Druckschatten erwarben. Entlang von s_2 -Flächen entstanden an den Rändern perthitisch entmischter **Kalifeldspäte**, die in gleicher struktureller Position vorkommen, neue Myrmekite, Hellglimmer und Quarze (Abb. 6). Die Druckschatten der Kalifeldspäte zeigen zumeist eine Mikroklingitierung. In der Matrix sproßte syn- s_2 neben Plagioklas Albit und sehr selten Mikroklin. Viele Kristalle wurden nachfolgend saussuritisiert.

Prä- bis syn- s_2 entstanden **Hellglimmer**-, untergeordnet auch braune **Biotitplatten** (bis zu 2 mm KL). Hellglimmer schließen Quarz, Biotit, Apatit, Zirkon und (OH)⁻-Gruppen enthaltende Erze ein, während in Biotit nur Zirkon, Quarz und Erzkörner vorhanden sind. Zudem weisen letztere häufig Sagenitgitter und körnige Ti-Entmischungen sowie Umwandlungen zu Chlorit auf. Alle von Plagioklas nicht gepanzerten Plättchen wurden in der Streckungsfaser str_2 orientiert. Maximal 0,8 mm langen Biotit- und Hellglimmerspieße zeichnen die planare Foliation nach. In DS mit großen Feldspat- und Quarzklasten entstanden verzweigte Glimmergefüge. Viele Glimmer wurden geknickt oder flat-and-ramp-artig interndeformiert. In einigen Schlifften sproßte syn- s_2 grüner Biotit. Zumeist Fe-reicher **Chlorit** bildete sich syn- bis post- s_2 im wesentlichen durch den Ersatz von Granat und Biotit.

Prä- s_2 -**Quarzkörner** (max. 1 mm KL), zerfielen in Subkörner, die suturierte oder gerade Korngrenzen mit Tripelpunkten aufweisen können. Alle syn- s_2 entstandenen Quarze haben eine bevorzugte Rege-lung der c-Achse senkrecht zur Streckungsfaser und suturierte Korngrenzen. Zwischen Quarzen und an Quarz/Glimmer-Kontakten befinden sich maximal 0,3 mm durchmessende Rekristallisationskörner. Die zumeist in Linsen oder Zeilen konzentrierten Quarze entstanden bei einer relativ hohen Scherbeanspruchung, die eine z.T. extreme Längung der Körner bewirkte. Viele dieser Körner zerfielen nachfolgend unter weitgehend statischen Bedingungen in Kornaggregate.

Als bedeutende Akzessorien kommen von Plagioklas gepanzerte syn- s_1 gebildete **Granate** (Durchmesser bis zu 0,2 mm) und vereinzelt Fibrolith vor, der auf Kosten von Biotit syn- bis post- s_2 entstand.

In den Gneisen entstanden syn- bis post- s_2 neben intrakristallinen Rissen das Gestein durchziehende Reißklüfte, die zumeist mit orientiert gewachsenem Quarz, Albit oder Chlorit angefüllt sind. Seltener existieren Füllungen aus Fe-reichem Karbonat und rosettenförmig gesproßtem MgFe-Chlorit.

Glimmerschiefer: Die engfoliierten Gesteine haben oft eine silbergraue Farbe. Sie sind stets mit Plagioklasgneisen und häufig auch mit Myloniten assoziiert. Wie die Mineralbestände zeigen, tritt in ihnen Feldspat relativ zurück, einige können sogar frei von ihm sein. Tatsächlich sind die Übergänge zu den Plagioklasgneisen fast immer fließend. In einigen Glimmerschieferhorizonten kann es zu erheblichen Erzanreicherungen während der Scherung gekommen sein.

Der Mineralbestand variiert beträchtlich:

Mineral	92/027-2	92/044-3	92/058-1	92/061-1	92/076-AR	92/086-1	93/110-AR
Quarz	21	25	35	40	32	45	33
Plagioklas	29	33	15	15	35	20	3
Kalifeldspat	-	5	-	-	-	-	-
Muskovit	26	3	10	30	15	13	36
Biotit+Chlorit	21	26	15	A	-	17	3
Granat	A	5	A	-	-	-	5
Erz	A	A	10	10	17	A	20

Akzessorien: Kyanit, Sillimanit, Turmalin, Apatit, Epidot, Zirkon, Kalzit, Ti-Phase

Im Mikroskop läßt sich ein nematoblastisch-granoblastisches Gefüge erkennen, das durch die lagige Trennung von Schichtsilikaten einerseits sowie Quarz und Feldspat andererseits entstand. In bezug auf die Anordnung und Ausbildung der Minerale gilt das bereits zu den Plagioklasgneisen Gesagte.

Nur wenige Schiffe enthalten **Granat**, der kaum Einschlüsse aufweist. Im DS 92/044-3 konnten zwei Granatgenerationen voneinander getrennt werden. Rundlicher Granat I (Durchmesser bis 0,4 mm), der vereinzelt kleinste Biotite und Quarze einschließt, sproßte syn-s₁. Davon kann ein syn-s₂ gebildeter Granat II durch seine strukturelle Position und die häufig entwickelte, in der Streckungsfaser orientierte, elliptische Kornform (KL max. 0,8 mm) unterschieden werden. In anderen DS wurde syn-s₁ entstandener Granat häufig durch Plagioklas gepanzert und somit vor der Zerstörung gerettet, während D₂-Granate zumeist zerbrochen und zu Chlorit umgewandelt wurden. (vgl. Kap. 6.1)

Kyanit war nur in zwei Aufschlüssen (GP 038, 044) auffindbar. Wie Granat, so können auch die syn-s₁ entstandenen idiomorphen Kristalle von Plagioklas ummantelt werden. Ungeschützte Körner wurden zerrissen und in Muskovit umgewandelt. **Sillimanit** kommt selten als prismatische Körner von maximal 0,2 mm Länge (DS 92/027-2), zumeist aber in Form von **Fibrolith** vor. Das strukturelle Alter der Sillimanite läßt sich nicht mit Sicherheit festlegen, da die xenomorphen Körner in einer Fibrolithmatrix schwimmen (Abb. 5a). Letzterer entstand syn-s₂ im wesentlichen durch den Zersatz von Biotit (und selten auch Kalifeldspat, Plagioklas).

Kalifeldspat (KL max. 1,5 mm) befindet sich in s₁-Mikrolithons. Am Kontakt zu Plagioklas entstanden syn-s₂ Myrmekite. Vereinzelt kommen syn-s₂ gesproßte Mikrokline (max. 0,5 mm KL) in den D₂-Quarz-Feldspatzeilen oder in Druckschatten älterer Kalifeldspäte vor. D₁-**Plagioklase** der ersten Deformation zeigen optisch eine erhebliche Zonierung, die von 2- Kernen über 2+ Säume zu 2- Rändern führt. Ob die 2+ Zonen einen höheren oder niedrigeren Anorthitgehalt haben als die 2- Bereiche, war mikroskopisch nicht zu klären. Die maximal 2 mm langen Kristalle wurden syn-s₂ z.T. zerrissen oder eingerissen. Die zwischen den Plagioklasfragmenten geöffneten Streckungsbereiche wurden mit Plagioklasmaterial verheilt. Dabei kam es nicht zur Bildung mehrerer kleiner Körner vielmehr verheilte der gesamte Bereich uniform. Die Rissfüllungen können optisch 2+ (Ab) oder 2- (Olg) sein. Besonders betont werden muß, daß diese Bereiche nie eine nachfolgende Serizitisierung zeigen, während die verkitteten Fragmente oft erheblich zu Serizit umgewandelt sind. Einige Füllungen sind mit Einschlußschnürchen (kettenförmig aneinandergereihte Blasen, die vermutlich mit gasförmigen oder flüssigem Material gefüllt sind) versehen, die sich bündelartig in benachbarte s₂-Quarze fortsetzen (Abb. 5b). Die Rissfüllungen haben somit sicher kein alpines Alter! Dementsprechend muß die Serizitisierung der Plagioklase z.T. schon syn-s₂ erfolgt sein. Syn-s₂ sproßten teilweise mit Albiträndern versehene Oligoklase neu.

Hellglimmer entstand in einem Teil der Gesteine bereits syn-s₁, da sich einige deformierte Scheiter in den Rändern von s₁-Plagioklasen befinden. Diese Scheiter wuchsen oft in s₂ weiter. Die charakteristischen großen Hellglimmerblasten (max. KL 4 mm) sproßten prä-s₂ bis syn-s₂. Vereinzelt durchstoßen kleine, in der Hauptfoliation orientierte Hellglimmerspieße (0,1 mm lang) die Platten. Weiterhin führte die retrograde Umwandlung von Kalifeldspat zur Kristallisation von Hellglimmer und Quarz. Diese Reaktion tritt allein in direktem Kontakt zu s₂-Flächen auf (vgl. Abb. 4).

Dunkelbraune **Biotit**platten (max. 1,5 mm KL), die parallel zu s_1 liegen, wurden von syn- s_2 gebildeten Biotit-scheitern randlich umwachsen und durchstoßen. Beide Generationen zeigen häufig Sagenitgitter und körnige Ti-Entmischungen sowie Umwandlung zu Chlorit. Grüner Biotit entstand ebenfalls während der zweiten Deformation. In einigen DS tritt er nur am Rand von Granat auf. Kleine Serizite und Biotite durchspießen die Scharniere dritter und vierter Falten, in denen **Quarz** plastisch deformiert ist. Mit der Kornlangachse in s_1 eingeregelt, undulöse Quarze rekristallisierten bevorzugt an Quarz/Quarz-Kontakten. Von Quarz randlich oder komplett umschlossene Glimmer belegen ein durch Plättung induziertes Wandern der Quarzkorngrenzen entlang der Glimmerbasisflächen. Syn- s_2 erfolgte die Umregelung der Körner parallel zu s_2 , mylonitische Quarzzeilen mit erheblicher Rekristallisation entstanden neu.

Mylonite, Kataklastite und Pseudotachylite: Abgesehen von Gneisen und Glimmerschiefern mit mylonitischen Quarzgefügen, kommen im Westlichen Gneiskomplex auch echte Scherzonengesteine vor (Klassifikation n. HEITZMANN 1985). Die Variationsbreite reicht von unfoliierten Kataklastiten mit Pseudotachylitschnürchen bis zu submikroskopischen Ultramyloniten. Das Ausgangsgestein wird dabei sukzessive durchgreifender überformt, so daß die Übergänge oft fließend sind.

Als Beispiel mag die Gneisabfolge zwischen dem Kontakt zum Grüngesteinskomplex bei GP 090 und den schwarzen Ultramyloniten des GP 081 dienen: In direkter Nachbarschaft zu den Grüngesteinen stehen zu Störungsgrus (Kakirite) zerkleinerte Gneise an. In diesen befinden sich cm-große Mylonitreste und Quarzsegregatlinsen. Je weiter man sich von der Störung entfernt, desto schwächer wird die bruchhafte Überformung. Im Mikroskop zeigt sich aber, daß alle DS mylonitische Quarzzeilen enthalten. Diese werden von serizitgefüllten Scherbändern überschritten, in denen mit Serizitfaserbärten versehene Kalifeldspat- und Quarzklasten schwimmen. In weiterem Abstand befindet sich eine foliationsparallele Scherzone, die aus Proto- bis Ultramyloniten besteht (Abb. 5c und d), in denen eine mylonitische Foliation s_m parallel zur Hauptfoliation s_2 entwickelt wurde. Anstelle von Hellglimmer kommt Chlorit vor, der keine Glimmerfische formte. Erheblich suturierte und rekristallisierte Quarze und ECC-Gefüge (PLATT & VISSERS 1980) belegen eine bedeutende Dehnung parallel zur Streckungsfaser. In den schwarzen Ultramyloniten wurden sämtliche Feldspäte und Quarze zu submikroskopischen Grus zermahlen, wobei ein Großteil der Feldspäte als Serizit rekristallisierte.

Z.T. foliierte Kakirite mit Pseudotachylitschnüren kommen in mehreren Störungen vor (z.B. GP 073), die diskordant von ungestörten triassischen Gesteinen der autochthonen Bedeckung überlagert werden.

Muskovit-Quarz-Feldspatgneis (Meta-Leukogranit von *les Plagnes*): Auffällig im weißen bis hellgrauen, mittelkörnigen Gestein sind die teilweise erhebliche Muskovitführung und ein, durch grünliche Linsen und Lagen nachgezeichnetes, flaseriges Gefüge. Feinkörnige und grobkörnige Lagen wechseln sich ab, wobei die "Korngröße" durch den s-Flächenabstand festgelegt wird. Das Gestein weist wiederholt mehrere m mächtige vergrünte Zonen auf. Vereinzelt sind diese Lagen sehr feinkörnig und reich an Quarz. Selten lassen sich s-parallele Erzanreicherungen beobachten.

Der Mineralbestand wurde in 7 Dünnschliffen abgeschätzt:

Mineral	92/029-1	92/029-2	92/029-3	92/029-6	92/038-3	92/038-4	92/044-5
Quarz	45	45	30	45	20	40	30
Plagioklas	30	32	29	33	65	30	20
Kalifeldspat	15	14	16	12	15	20	10
Muskovit	10	5	5	10	10	10	15
Biotit	-	-	A	-	-	-	-
Chlorit	A	-	15	-	-	A	15
Erz	-	A	5	-	-	-	A

Akzessorien: Karbonat, Apatit, Epidot, Zirkon, Ti-Phase

U.d.M. zeigt stets undulöser **Quarz** in s_1 -Mikrolithons (max. 2 mm KL) prinzipiell gerade bis schwach gebogene Korngrenzen, wobei Rekristallisationskörner von maximal 0,02 mm Durchmesser bevorzugt an Quarz/Quarz-Kontakten, selten auch an Quarz/Glimmer-Kontakten aufsitzen. Diese Altkörner zerfielen teilweise in suturierte Subkörner. Mit der c-Achse in s_2 eingeregelt Kristalle (Länge 0,1 bis 1 mm) sind stets suturiert. Stellenweise wuchsen die D_2 -Körner in s_3 weiter.

Feldspäte kommen in Form von zonal gebautem, bis zu 2 mm großem Plagioklas (Kern zumeist opt. 2+, Rand 2- mit polysynthetischen Zwillingen) und maximal 3 mm langem perthitischem Kalifeldspat vor, die in s_1 -Mikrolithons eingeschlossen sind. Viele Körner rekristallisierten syn- s_2 randlich und wurden intern in mehrere Domänen untergliedert. Mechanische Zwillinge sind häufig, Gleitzwillinge dagegen sehr selten. In Druckschatten und asymmetrischen intrakristallinen Rissen bildete sich Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas neu. Zwischen den beiden Feldspattypen entstanden Myrmekite. Auch Muskovit kann in den beschriebenen Rissen innerhalb von Feldspäten vorkommen. Diese "Risse" setzen sich dann als Rekristallisationsband im Kristall fort. Bis über 1 mm große **Muskovit**platten in den s_1 -Mikrolithons werden z.T. von in s_2 eingeregelten Muskovitscheitern (0,1 bis 1 mm Länge) durchstoßen. Die randlich rekristallisierten Platten können Quarz, Plagioklas, Apatit und Zirkon einschließen. Die Scheiter zeichnen in einigen Schlifften zwei Flächenscharen nach, die aufgrund der Überschneidungsverhältnisse zeitgleich entstanden sind.

In einigen Schlifften befinden sich bis 1 mm lange, gelb- bis rotbraune **Biotite**, die sowohl prä- als auch syn- s_2 sproßten. Die Plättchen sind oft mit Sagenitgittern gefüllt. Zudem kommen in ihnen relativ große Zirkone vor. D_2 -Biotite bilden z.T. gemeinsam mit Muskovit "Mischkristalle" in der Art, daß beide parallel zu den Spaltflächen miteinander verwachsen sind. Ebenfalls in s_2 angeordneter Fe-reicher **Chlorit** entstand durch die retrograde Umwandlung von Biotit, der zumeist nur noch reliktsch erhalten ist. Die maximal 0,5 mm langen, hell- bis mittelgrünen Spieße weisen zahlreiche Einschlüsse von Ti-Mineralen (Sagenitgitter!), Erzkörnchen und vereinzelt Anatas auf. Sie können mit s_2 -Muskovit parallel zu dessen Spaltbarkeit verwachsen sein. Das Wachstum von Chlorit setzte sich syn- s_3 fort.

Amphibolite: Die dunkelgrünen bis schwarzgrünen, massiven Gesteine zeigen eine deutliche Foliation und teilweise eine ausgeprägte lagige Trennung von hellen und dunklen Gemengteilen, die eine polyphase Überformung der Gesteine nachvollziehbar macht (Kap. 2.1.4). In den DS 92/010-1G und 92/071-1G wurde die penetrative Foliation als s_1 indiziert, während in den anderen beiden DS die regional bedeutendere zweite Flächenschar dominiert.

Tafel 1

Abb. 5a: Sillimanit wird von syn- bis post- s_2 gebildetem Fibrolith umschlossen. Der Sillimanitkristall fasert an den kurzen Enden auf und geht in Fibrolith über. Seine langen Kanten werden von Fibrolith durchdrungen.

DS 92/027-2, WGK

xz-Schnitt, str_2 194/2, s_2 104/68

LK 0,5 mm, x N

Abb. 5c: Protomylonit aus Kontaktbereich zwischen Plagioklasgneisen und leukokraten Gneis von les Plagnes. Die z.T. chloritisierten Klasten zeigen einen dextralen Schersinn an.

DS 92/041-1, WGK

xz-Schnitt, str_2 300/05

LK 4 mm, x N

Abb. 5b: Alterierter Plagioklas in Plagioklasgneis, eingebettet in suturierten und syn- s_2 rekristallisierten Quarzkörnern. Ein Teil der Quarze wird von fächerförmig angeordneten "fluid inclusion trails" durchzogen. Diese gehen von Streckungsbereichen innerhalb des Feldspates aus, die ebenfalls mit opt. 2- Feldspat (Olg) gefüllt und nicht alteriert sind.

DS 92/044-2, WGK

xz-Schnitt, str_2 144/19, s_2 92/32

LK 2 mm, x N

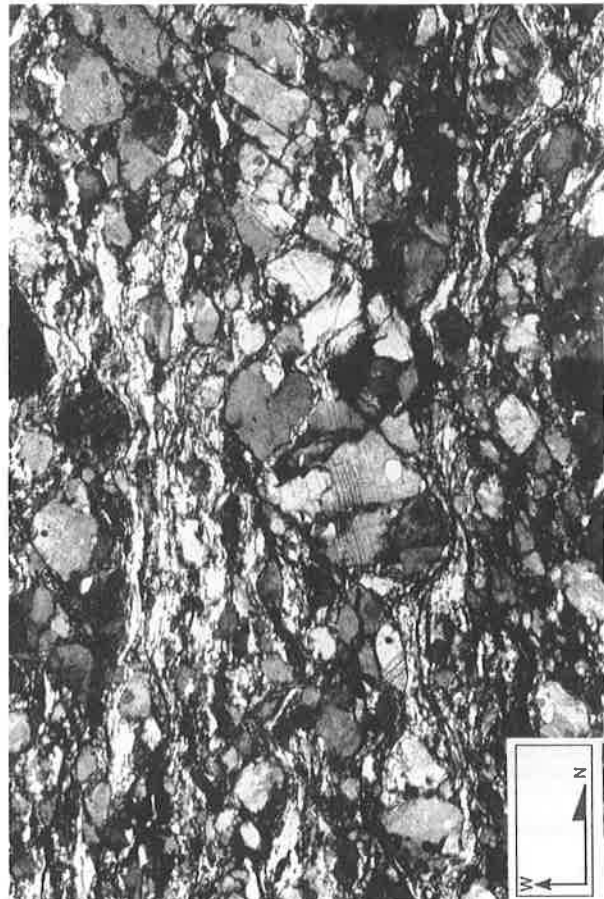
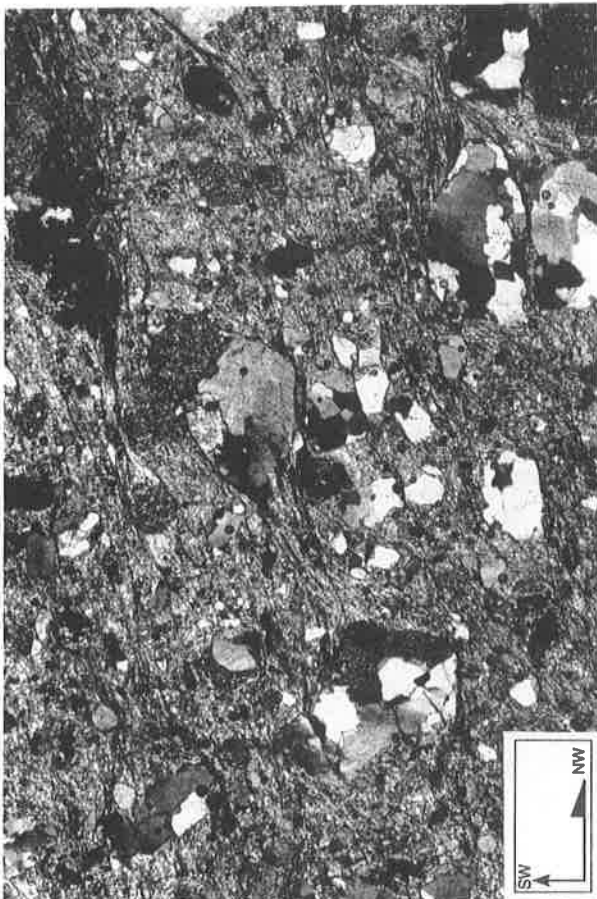
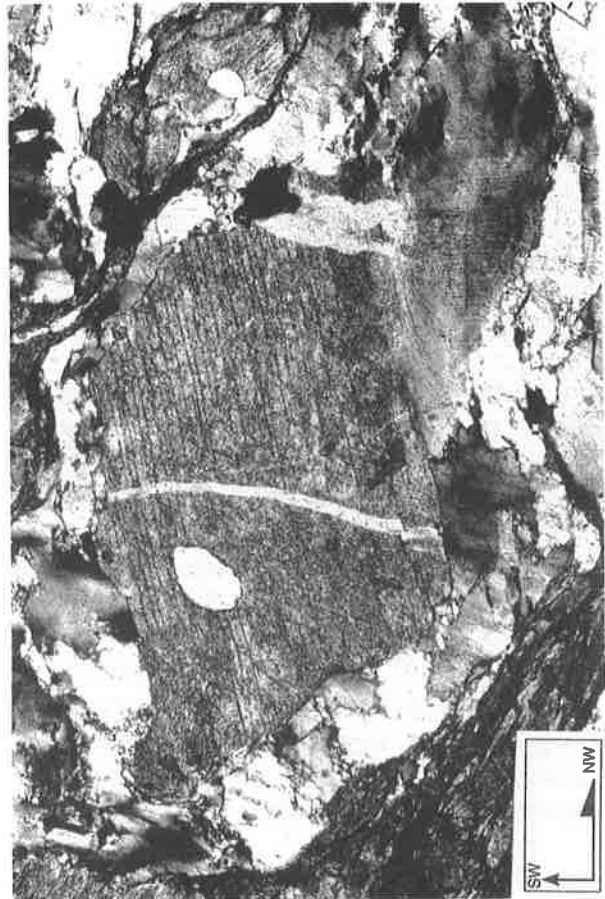
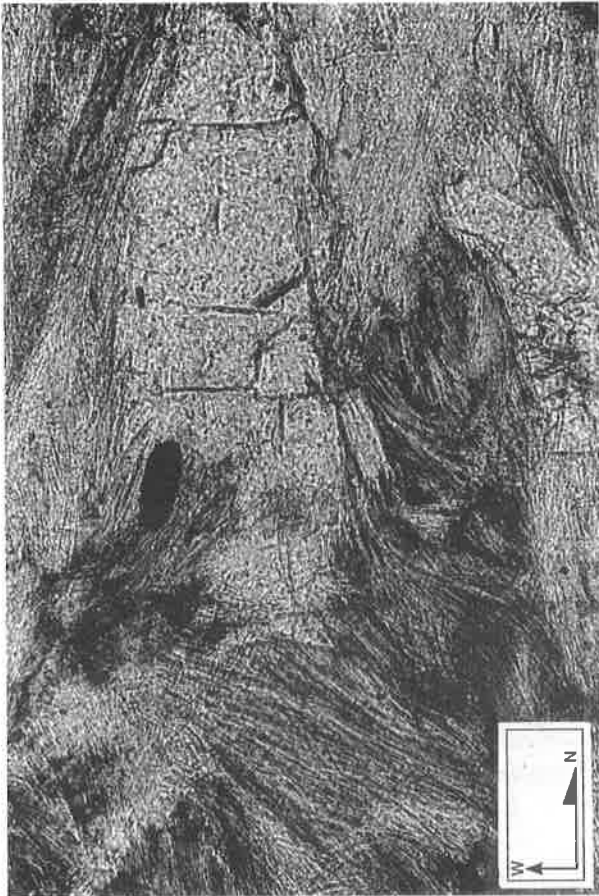
Abb. 5d: Aus migmatischen Plagioklasgneisen hervorgegangener Mylonit. Die asymmetrisch deformierten Feldspäte belegen eine parallel zu str_2 erfolgte Dehnung bei relativ dextraler einfacher Scherung.

DS 92/081-1, WGK

xz-Schnitt, str_2 176/10, s_2 82/74

LK 4 mm, x N

Tafel 1



Der Mineralbestand setzt sich wie folgt zusammen:

Mineral	92/010-1G	92/029-4G	92/064-1	92/071-1G
Pyroxen	-	-	-	1
Granat	-	-	-	5
Feldspat	32	37	38	19
Amphibol	61	50	52	65
Biotit	-	-	5	1
Chlorit	-	2	1	-
Quarz	A	A	A	6
Titanit	6	3	1	A
Erz	1	5	2	A

Akzessorien: Karbonat, Apatit, Rutil, Serizit

U.d.M. zeigen alle Proben ein granoblastisches Gefüge mit Amphibolkristallen bis 2 mm Länge, deren c-Achsen parallel, z.T. auch senkrecht zur Streckungsfaser liegen.

Im Dünnschliff 92/071-1 blieben hypidiomorphe **Granate** (Durchmesser max. 0,1 mm) und **Pyroxene** (max. 0,5 mm KL) erhalten. Pyroxen kann Granat umwachsen oder randlich angrenzen. Dazwischen ist vereinzelt noch **Plagioklas I** erhalten (Abb. 6a). Beide werden von **Plagioklas II** (opt. 2-, KL max. 1 mm) oder **Amphibol** umschlossen. Die Feldspäte wurden nachfolgend serizitisiert, Amphibol zeigt Ti-Entmischungen. In Plagioklas II beobachtete Rutilkörner entstanden vermutlich zusammen mit Granat und Pyroxen.

Daß **Rutil** tatsächlich vor **Titanit** entstand, läßt sich im Dünnschliff 92/010-1 belegen, da dort idiomorphe Titanite (max. 0,2 mm KL), deren Längsachse parallel zur Streckungsfaser verläuft, kleine Rutilite als "Kerne" einschließen. Die Titanite überwachsen Plagioklas und Amphibol, die das s_1 -Transpositionsgefüge aufbauen. Die gelben bis blaugrünen Amphibole (max. 2 mm parallel c-Achse) zeigen selten Ti-Entmischungen und von Spaltflächen ausgehende Chloritisierungen. In einigen Kristallen zeichnet Opakstaub ein gegen das s_0 verstelltes s_1 nach (Abb. 6b).

Syn- s_2 sproßten hell- bis mittelgrüne, kleinere **Amphibole** (KL max. 1 mm) zusammen mit **Biotit**. Der mittelbraune **Biotit** entstand zumeist durch Ersatz von Amphibol. Die Kristalle werden häufig von Ti-Mineralnadelchen umsäumt oder gefüllt. Vereinzelt wuchsen neu gebildete Biotitscheiter in Amphibol hinein. Zwischen Biotiten, die in **Chlorit** umgewandelt sein können, befinden sich stellenweise dünne Kalzitschnüre. Syn- s_2 gebildete Plagioklase (max. 0,5 mm KL) zeigen oft spindelförmige Kornformen, die vermutlich auf erhöhte Drucklösung zurückgehen. Erz und Biotit konzentrieren sich in wenige mm breiten Zonen (Abb. 6c; DS 92/064-1).

Die Amphibolgneis-Assoziation im Westlichen Gneiskomplex: Die kompakten, massigen Gesteine fallen durch eine stets entwickelte, straffe Bänderung im mm- bis cm-Bereich auf. Weiße oder hellgraue Quarz-Feldspatlagen, die teilweise zu Linsen aufgelöst wurden, durchziehen parallel zur Foliation die dunkelgrüne, biotitreiche Matrix. Die Foliation verläuft im gesamten Vorkommen um W - E, also in etwa senkrecht zum Streichen des Körpers. In der Streckungsfaser orientierte Amphibole, Biotite und Chlorite belegen die Foliationsflächen.

In allen angegebenen Dünnschliffen wurde der Modalbestand ausgezählt:

Mineral	92/075-1G	92/075-2G	92/075-4G	92/091-1G	92/091-2G	92/091-3G
Feldspat	42	37	52	55	57	58
Amphibol	38	37	-	-	11	6
Biotit	1	13	22	15	13	10
Chlorit	10	A	2	4	2	11
Quarz	4	6	23	19	15	12
Titanit	5	4	1	-	-	-
Erz	A	2	2	A	A	3
Epi-Gruppe	-	-	-	3	1	A

Akzessorien: Karbonat, Apatit, Zirkon, Muskovit

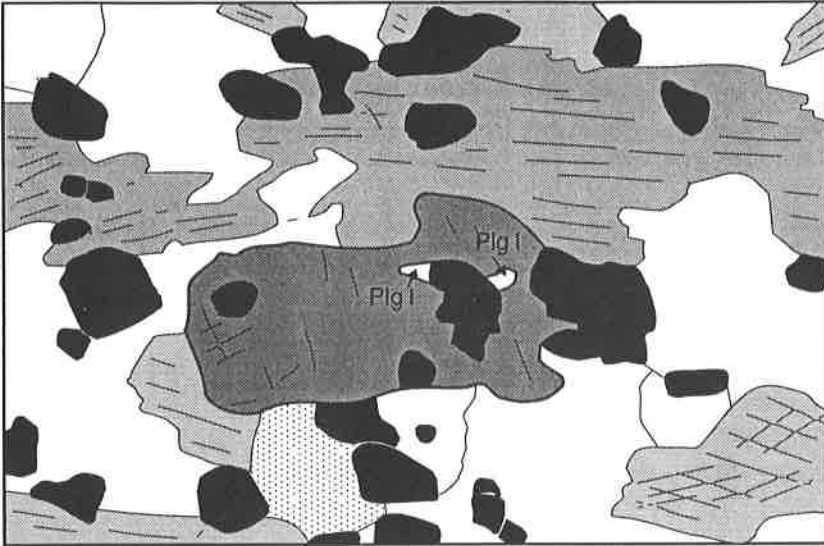


Abb. 6a: Px-Grt-Plg-Reliktparagenese, umgeben von syn-s, gewachsenem Plg und Hbl.

Grt = schwarz
 Px = dunkelgrau
 Hbl = hellgrau
 Qtz = gepunktet
 Plg = weiß
 DS 92/071-1G, II str,
 LK 2,5 mm

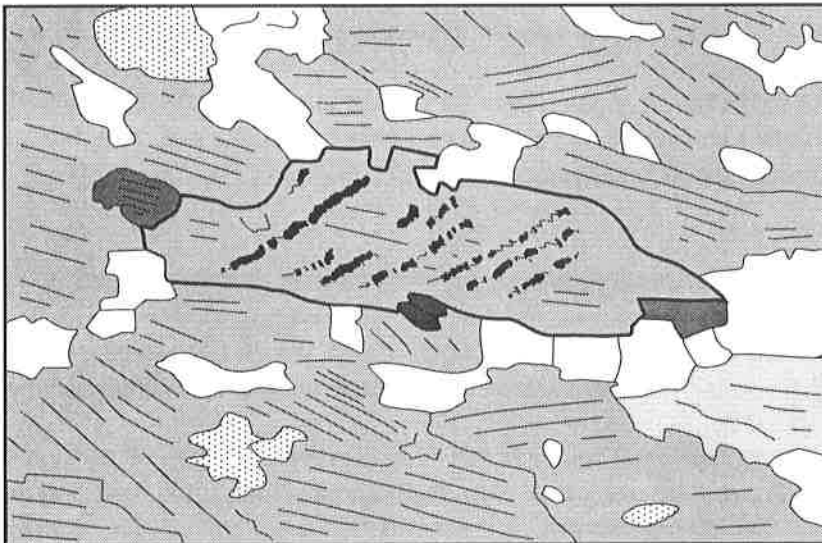


Abb. 6b: Opakstaub zeichnet ein gegen das Externgefüge verstelltes Interngefüge nach. Der Hornblendekristall wird an den beiden Enden von Chlorit angegriffen.

Opakstaub = schwarz
 Tit mit Rt-Kernen = dunkelgrau
 Chl = mittelgrau
 Hbl = hellgrau
 Qtz = gepunktet
 Plg = weiß
 DS 92/010-1G, II str,
 LK 2,5 mm

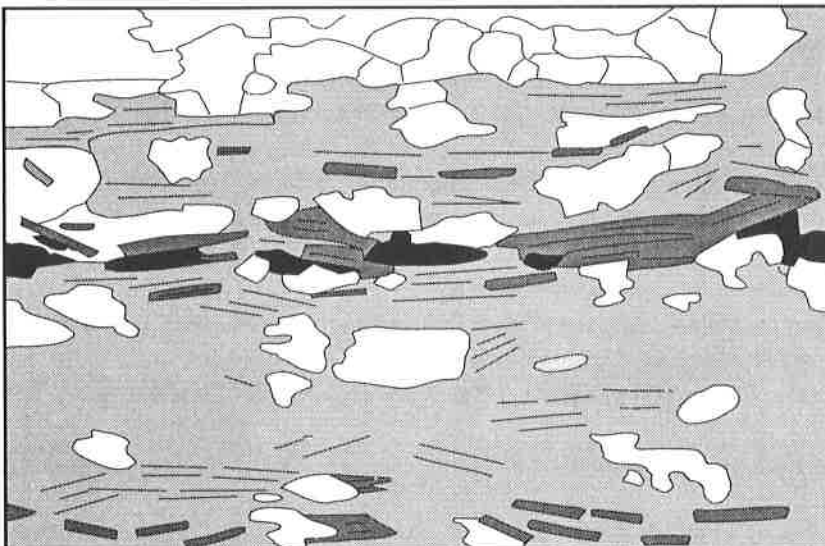


Abb. 6c: Biotit und Erz konzentriert sich in schmalen, s_2 -parallelen Lagen in den Amphiboliten.

Erz = schwarz
 Bt = dunkelgrau
 Amp = hellgrau
 Plg = weiß
 DS 92/064-1, II str,
 LK 2 mm

Im Mikroskop ist ein relativ grobkörniges, äquigranulares nemato-granoblastisches bis lepidogranoblastisches Gefüge zu sehen. Gelbe bis olivgrüne **Amphibole** (0,5 bis 4 mm Länge) liegen mit der kristallographischen c-Achse entweder in der Streckungsfaser oder fast senkrecht dazu. Die Kristalle können einzelne Zirkone, Plagioklase (opt. 2-, Durchmesser bis 0,25 mm), Titanite, Apatite, Quarze oder Epidote beinhalten. In Kernen einzelner Körner befinden sich Ti-Entmischungen; von Spaltbarkeiten ausgehend, macht sich eine beginnende Chloritisierung oder Epidotisierung bemerkbar.

Die 0,5 - 2 mm großen **Plagioklase** zeigen fast immer polysynthetische Zwillinge und einen optisch 2+ Charakter. Selten kommen 2- Körner vor, die wesentlich breitere Verzwillingungen zeigen. Die oft zonierten Plagioklase umschließen vereinzelt kleine Quarze. In einigen Dünnschliffen sind die Minerale in erheblichem Umfang saussuritisiert. Im Dünnschliff 92/075-4G fand sich ein Antiperthitkorn.

Braune, ab und an auch grünliche **Biotite** (KL 0,1 - 0,5 mm, max. 1,5 mm) liegen mit ihrer Spaltbarkeit parallel oder quer zur Foliation. Mit Sagenitgittern gefüllte Biotite sind ausgebleicht oder in Chlorit umgewandelt. Häufig sind Scheiter parallel zur Spaltbarkeit mit Amphibol, seltener auch mit Chlorit verwachsen. Die gelben bis blaßgrünen **Chloritscheiter** (KL ~0,3 mm) zeichnen die penetrative Foliation nach oder haben diese überwachsen.

Bis zu 4 mm große, suturierte **Quarzkörner** (oft anomal 2-achsig) zerfielen in 0,2 - 0,6 mm lange, ebenfalls suturierte und undulöse Subkörner, zwischen denen wiederum maximal 0,05 mm durchmessende Rekristallisationskörner sitzen können. Das in Linsen oder als Einzelkörner in der Plagioklasmatrix vorkommende Mineral weist Biotit- oder Chloriteinschlüsse auf. Ein Teil der Körner zeigt ein parkettartiges undulöses Auslöschchen.

Epidot und Zoisit (KL 0,1 mm) sind in ihrem Vorkommen an Amphibolkristalle, an deren Rändern sie zumeist sproßten, gebunden.

Idiomorphe **Titanite** (KL 0,1 mm) liegen mit ihren Langachsen in der Foliationsebene. Die oft zu Kristallaggregaten zusammengeschlossenen Kristalle ("Insekten-Eier") besitzen z.T. Kerne aus Erz (vgl. Kap. 6.2.1).

Muskovitplättchen (KL 0,2 mm) kommen als Akzessorium in DS 92/075-4G vor.

2.1.2 Geochemische Daten zu orthogenen Gesteinen im Westlichen Gneiskomplex

Geochemie der Amphibolgneis-Assoziation: Wie die petrographische Beschreibung bereits gezeigt hat, variiert die Amphibolgneis-Assoziation erheblich in ihrer Mineralzusammensetzung. Diese Varianz drückt sich auch im Chemismus der Gesteine aus (Tab. 6).

Der SiO_2 -Gehalt schwankt in deutlicher Abhängigkeit zum modalen Quarzbestand zwischen 55,68¹ und 67,03 Gew.-%. Proben mit hohem modalen Quarz liegen mit ca. 65 Gew.-% SiO_2 am oberen Ende, während amphibolreiche Gesteine mit niedrigen SiO_2 -Gehalten aufwarten.

Sehr hohe TiO_2 -Gehalte (1,3 - 2,5 Gew.-%) treten in Proben mit mehreren Prozent modalem Titanit und Ilmenit auf. Zudem weisen auch die Amphibole hohe TiO_2 -Werte (um 1 Gew.-%) auf.

Al_2O_3 variiert in seiner Konzentration (15 - 18,1 Gew.-%) mit dem Feldspatgehalt.

Fe_2O_3 und FeO streuen zwischen 1,57 und 3,68 Gew.-% bzw. 2,0 und 7,19 Gew.-%, mit einer deutlichen negativen Korrelation gegen SiO_2 . Auf FeO^* umgerechnet schwankt der Gehalt zwischen 4,4 und 9,7 Gew.-%. In den generell Fe-reichen Gesteinen haben Proben mit hohen Amphibolgehalten die höchsten FeO-Gehalte. Das in seinem Verhalten an FeO gebundene MnO trägt mit 0,05 bis 0,15 Gew.-% zum Gesamtchemismus der Gesteine bei.

Proben mit hohen Quarz- und Feldspatgehalten haben die niedrigsten MgO-Gehalte. Diese streuen zwischen 2,25 und 5,56 Gew.-%. Die bedeutendsten CaO-Träger sind die Amphibole, da Proben mit hohem modalen Amphibolgehalt auch die höchsten CaO-Konzentrationen (7,23 Gew.-%) aufweisen. Dementsprechend treten die niedrigsten Werte in Proben ohne Amphibol auf (0,95 Gew.-%).

Da Na_2O allein in Feldspat in größerem Umfang eingebaut wird, variieren die Gehalte des Elementes (1,5 - 3,27 Gew.-%) und des Minerals positiv miteinander. Die relativ hohen K_2O -Gehalte (1,88 - 4,72 Gew.-%) sind nicht allein durch die Biotitgehalte (max. 22 Vol.-%) erklärbar. Offenbar wurde ein nicht unerheblicher Teil des Kaliums in Feldspat integriert.

Hohe Rb-Gehalte sind allein an die Biotitgehalte gebunden.

¹ Aufgrund der sehr unterschiedlichen Gehalte für CO_2 und H_2O wurden alle Analysen trocken rekalkuliert.

Um festzustellen, bei welchen Elementen die Metamorphose eine wesentliche Veränderung der Gehalte verursacht hat, wurden alle Elemente gegen Zr aufgetragen (vgl. Kap. 3.2). Dabei zeigte sich, daß die Oxide bzw. Elemente SiO₂, TiO₂, FeO, K₂O, Y, Rb, Ba, U, Th und die SEE positiv, Al₂O₃ und CaO negativ mit Zr korrelieren. Nb (und Ta) zeigen eine undeutliche positive Korrelation, die gegen TiO₂ aufgetragen deutlicher hervortritt. Cr korreliert positiv mit der Mg#.

Weiterhin bilden einige Oxide und Elemente zwei voneinander getrennte Gruppen, die sich aus den Analysen 92/075-1G bis -3G (Gruppe 1) bzw. 92/075-4G und 92/091-1G bis -3G (Gruppe 2) zusammensetzen (Abb. 7). Bei den Oxiden und Elementen handelt es sich um Nb, TiO₂, Y, Zr, FeO, Na₂O, P₂O₅, Th (mit U, Pb), Zn, Co, V, und die SEE. Besonders tritt diese Zweiteilung bei den HFS-Elementen und den hygromagmatophilen Elementen hervor: Die angereicherte Gruppe 1 wartet mit Gehalten über 20 ppm Nb (Ta > 1,2 ppm), 1,3 Gew.-% TiO₂, über 30 ppm Y und Zr über 150 ppm auf, während in der Gruppe 2 niedrige Gehalte von 5 ppm Nb (Ta 0,3 ppm), 0,8 Gew.-% TiO₂, 14 ppm Y und 100 ppm Zr nicht überschritten werden. Bei den hygrophilen Elementen fällt der Unterschied am deutlichsten für U und Th aus (5fache Anreicherung), während Hf weniger schwankt. Ein gleichfalls erheblicher Unterschied besteht bei den SEE (Abb. 7b), deren Gesamtgehalte entweder über 180 ppm oder unter 100 ppm liegen (vgl. Tab. 6). Wichtig für die weitere Interpretation ist, daß beide Gruppen in einem Aufschluß (Profil 075) vorkommen und sich nicht wesentlich im Mineralbestand unterscheiden. Allein das Amphibol/Feldspat-Verhältnis liegt in Gruppe 1 mit ca. 1 erheblich über den Werten in Gruppe 2 (ca. 1:10, wobei hier Amphibol auch fehlen kann). Zudem befindet sich in den Proben der verarmten Gruppe 2 mehr Quarz. Dieser dürfte als Träger für die Spurenelemente aber ausscheiden. Somit könnten die entsprechenden Elemente in den Amphibolen konzentriert sein.

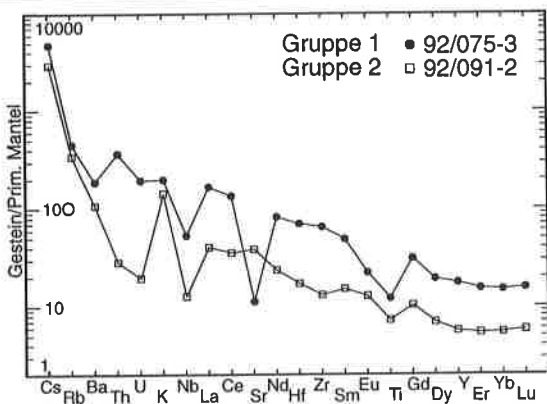


Abb. 7a: Elementverteilung im Grünschistskorp des WGK, aufgetragen gegen die Zusammensetzung des primordialen Mantels (JENNER 1992: Cs 0,007; Rb 0,555; Ba 6,27; Th 0,088; U 0,022; K 267; Nb 0,65; La 0,63; Ce 1,59; Sr 18,9; Nd 1,21; Hf 0,28; Zr 9,8; Sm 0,399; Eu 0,15; Ti 1134; Gd 0,533; Dy 0,661; Y 3,9; Er 0,432; Yb 0,442; Lu 0,066 ppm).

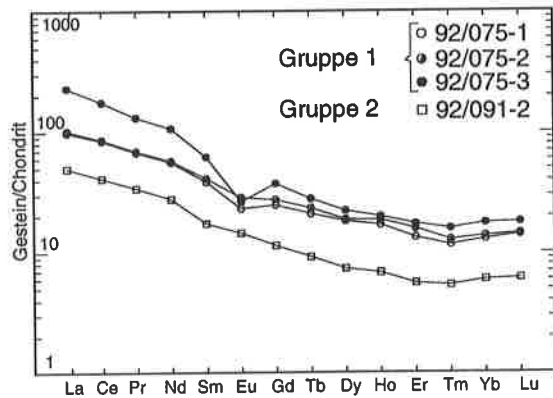


Abb. 7b: Verteilungsmuster der SEE in den Andesiten (Normierungswerte in Abb. 8b).

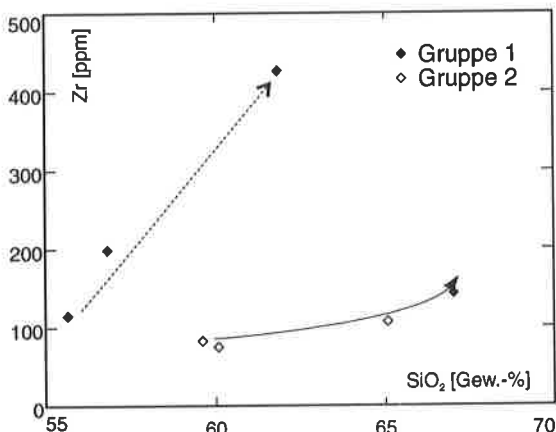


Abb. 7c: Diagramm SiO₂ vs. Zr. Die Pfeile zeigen positive Korrelationen an.

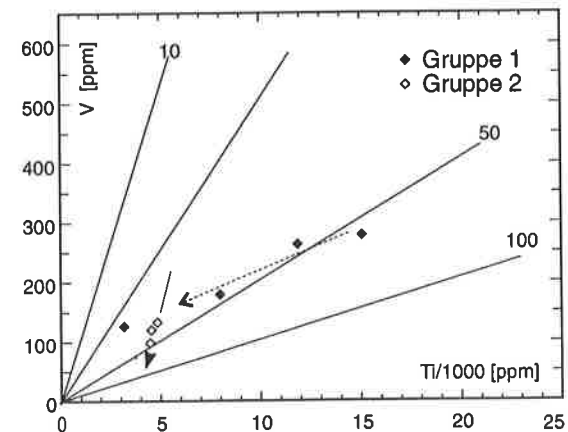


Abb. 7d: Ti/V-Verhältnis. Der gestrichelte Pfeil entspricht einem Trend bei niedriger Sauerstoffgazität. Der durchgezogene Pfeil folgt dem Mt-Fraktionierungstrend nach SHERVAIS (1981).

Es stellt sich nun die Frage nach der Ursache für die Bipolarität einiger Elementkonzentrationen.

- Zum einen könnte eine klastische Beeinflussung in einem Teil der Gesteine vorliegen.
- Andererseits könnte der widersprüchliche chemische Charakter auf eine Magmenvermischung zurückgehen.
- Auch ein für die angegebenen Elemente selektiver Fraktionierungsprozess kommt in Frage.

Das Vorhandensein eines zonierten Körpers läßt sich höchstwahrscheinlich nach ausschließen, da sich im Profil 075 die HFSE-reichen Proben der Gruppe 1 in der Westhälfte und die HFSE-armen Gruppe 2 in der Osthälfte befinden. Zudem erreicht das Vorkommen zwar eine Länge von über 1 km, aber eine Breite von nur etwa 100 m.

In Gesteinen mit einem SiO_2 -Gehalt über 55 Gew.-% bereitet die Beantwortung der Frage nach einem sedimentären Einfluß einige Schwierigkeiten. Die meisten vorgeschlagenen Tests ergeben im Vergleich entgegengesetzte Ergebnisse. Im Diagramm SiO_2 vs. TiO_2 (TARNEY 1977) würden zum Beispiel alle Gesteine mit einem Titanoxidgehalt über 2 Gew.-% prinzipiell sedimentärer Herkunft sein, obwohl genügend Basalte mit höheren Gehalten bekannt sind (vgl. WILSON 1989). SHAW (1972) beschreibt den sog. DF-Wert ($\text{DF} = 10,44 - (\text{SiO}_2 \cdot 0,21 + \text{Fe}_2\text{O}_3_{(\text{tot})} \cdot 0,32 + \text{MgO} \cdot 0,98) + (\text{CaO} \cdot 0,55 + \text{Na}_2\text{O} \cdot 1,42 + \text{K}_2\text{O} \cdot 0,54)$) zur Trennung von Gesteinen magmatischen (DF +) und sedimentären (DF -) Ursprungs. Für Gruppe 1 berechnen sich im Unterschied zur stets positiven Gruppe 2 wegen der höheren Fe-Gehalte durchweg negative Summen. Dementsprechend wären die Amphibolite sedimentären Ursprungs, die quarzreichen Proben aber Metamagmatite. Im für Gneise entwickelten Diagramm MgO vs. Al_2O_3 (THELIN 1983) kommen die Proben der Gruppe 1 ebenfalls im Feld der sedimentären Gesteine zu liegen, während die Proben der Gruppe 2 das Feld der orthogenen Gesteine belegen. An Metagranitoiden des zentralen Aigulles-Rouges-Massives (WIRSING mndl. Mitt.) konnte gezeigt werden, daß beim Hinzutreten von Amphibol zur Paragenese die Gesteine aus dem orthogenen in das paragene Feld verschoben werden. Dies könnte auch hier der Fall sein. Im Diagramm Ni vs. Zr/TiO_2 nach WINCHESTER & MAX (1982) liegen alle Werte im Feld der Magmatite (nicht dargestellt). Aufgrund ihrer Widersprüchlichkeit tragen die Diagramme nicht zur Erhellung der gestellten Fragen bei. Offensichtlich ist keines der Diagramme dazu geeignet, einen eventuell vorhandenen klastischen Einfluß aufzuzeigen, der sich grundsätzlich nicht ausschließen läßt. Alle Analysen weisen relativ hohe Cr- (56-168 ppm) und Ni-Gehalte (45-72 ppm) auf. Die positive Korrelation der beiden Elemente ist typisch für magmatische Sequenzen (FRÖHLICH 1960).

Die Amphibolgneis-Assoziation wird ausschließlich von quarz- und feldspatreichen Gneisen umgeben. Marmore und Kalksilikatgesteine kommen nicht vor. Dies bedeutet, daß alle Proben mit einer möglichen klastischen Beeinflussung höhere SiO_2 -Gehalte haben müßten als unbeeinflusste Proben. Nun treten aber in Proben mit 60 Gew.-% SiO_2 sowohl hohe als auch niedrige Nb-Gehalte etc. auf (Proben 92/075-3G und 92/091-2G). Beide Proben unterscheiden sich im wesentlichen durch unterschiedliche Amphibolgehalte.

Gegen eine erhebliche klastische Beeinflussung spricht der Vergleich der Elementverteilungsmuster in den Proben 92/075-3G und 92/091-2G (Abb. 7a). Der subparallele Verlauf beider Verteilungen ergibt, daß die Elementgehalte insgesamt gerichtet verschoben wurden. Davon ausgenommen sind Th, U, Sr, Na_2O , P_2O_5 , Ba und Eu.

Eine Anreicherung der Th-Gehalte (und U) könnte auf eine Kontamination mit Material der oberen Kruste zurückgehen. Dann müßte davon ausgegangen werden, daß die Th-armen Gesteine die primäre Schmelze repräsentieren. Oberkrustale Gesteine weisen im Durchschnitt aber Nb-Gehalte unter 10 ppm auf. Somit können die relativ hohen Nb-Gehalte in den Nb-reichen Analysen dadurch nicht erklärt werden. Zudem reicherte sich in den Proben des GP 075 im Vergleich zur Probe 92/091-2G Ti, Y, Tb, Tm und Yb ebenfalls deutlich an. Diese Elemente werden im Normalfall aber nicht durch Krustenkontamination beeinflusst. Hf etc. wird durch Krustenmaterial angereichert (WILSON 1989). Somit kann eine Kontamination durch Krustenmaterial im Verlauf des Magmenaufstieges ausgeschlossen werden.

Analyse 92/075-3G weicht auch gegenüber anderen Proben in ihrem Sr und Na_2O -Gehalt ab. Dies geht offensichtlich auf die Serizitisierung der Feldspäte in dieser Probe zurück. Auch die Varianz des Ba-Gehaltes hat vermutlich seine Ursache in synmetamorphen Prozessen (vgl. Kap. 3.2).

Würden die Unterschiede in den Elementkonzentrationen auf klastisches Material zurückgehen, so wäre eine höhere Unregelmäßigkeit der Verteilungen zu erwarten. Dementgegen zeigen die Proben z.B. im Diagramm SiO_2 vs. Zr zwei lineare Trends, wobei das Oxid mit dem Element in für magmatische Differentiationsreihen typischer Manier positiv korreliert (Abb. 7c).

Hohe Th-Gehalte (Hf/Th 0,48 - 0,57) und Nb/Ta-Verhältnisse zwischen 10,95 und 12,83 sprechen dafür, daß die HFSE-reiche Schmelze aus der kontinentalen Kruste generiert wurde. Dem stehen aber geringe Th-Gehalte (Hf/Th 1,89) der Gruppe 2 entgegen. Letztere sind konsistent mit einem hohen, für Mantelmaterial typischen Nb/Ta-Verhältnis von 18,76 (Green 1995). Andererseits ergeben sich deutliche Übereinstimmungen zwischen beiden Gruppen, so z.B. in der Subparallelität der Element-verteilungsmuster. Auch die Parameter der SEE-Verteilung (Abb. 7b) weisen darauf hin: Die La/Lu-Verhältnisse variieren zwischen 12,68 und 7,04, wobei drei der vier Proben (darunter auch 92/091-2G) zwischen 7,04 und 8,12 streuen. (Weitere SEE-Parameter in den drei Proben: La/Sm 2,48-2,86; Gd/Lu 1,76-1,93; Eu/Sm 0,23-0,31; keine deutliche Eu-Anomalie).

Nach gründlichem Abwägen der Fakten scheint die Zweiteilung der Proben auf magmatische Prozesse zurückzugehen, wobei eine gemeinsame Quelle zu fordern ist. Die teilweise sehr hohen Gehalte an HFS- und hygrophilen Elementen könnten auf die unvollständige Durchmischung einer primitiven Mantelschmelze mit einer in einer krustalen Magmenkammer verbliebenen, älteren Restschmelze zurückgehen (vgl. WILSON 1989). Die Frage nach einer Magmenvermischung kann nicht mehr eindeutig geklärt werden, da infolge der tektonischen Überprägung keine Primärstrukturen erhalten sind. Weiterhin läßt sich nicht ausschließen, daß zwei voneinander unabhängig zu betrachtende Magmenkörper vorliegen. Als Beispiel dafür, daß dies trotz der Homogenität der SEE-Verteilung möglich ist, lassen sich präintrusive Lamprophyre anführen, die im Vergleich mit dem nachfolgenden Pluton völlig unterschiedliche chemische Zusammensetzungen aufweisen.

Bei den vorliegenden SiO_2 -Gehalten gehören alle Analysen aufgrund der Alkaliengehalte ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) zur Familie der subalkalischen Gesteine. Diese Stellung wird durch die Verhältnisse von Zr zu P_2O_5 und $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$ zu TiO_2 (WINCHESTER & FLOYD 1976) bestätigt. In den Diagrammen Nb vs. La, SiO_2 vs. K_2O (GILL 1981) und SiO_2 vs. K_2O von LEMAITRE (1989) liegen die Analysen beständig im Feld der kalk-alkalischen hoch-K-Andesite und -Dacite (nicht dargestellt).

Das Diagramm Ti vs. V (Shervais 1981) gibt wiederum einige Rätsel auf (Abb. 8d). Die Gesamtpopulation liegt subparallel zur Linie $\text{Ti}/\text{V} = 50$. Allerdings zeigt sich für die Gruppe 2 ein zusätzlicher Trend, der parallel zum Magnetit-Fraktionierungstrend verläuft. Dementsprechend ergibt sich für die Gruppe 1 ein Trend, der auf eine niedrige Sauerstoffugazität während Aufschmelzung und Differenzierung zurückgeht, wogegen Gruppe 2 der Trendlinie für hohe Sauerstoffugazitäten folgt. Somit muß für die erste Gruppe eine Magmenentwicklung in relativ geringer Teufe, z.B. innerhalb der kontinentalen Kruste, gefordert werden. Das Diagramm unterstützt damit indirekt die oben vorgeschlagene Hypothese der Vermischung zweier Schmelzen in einer krustalen Magmenkammer. Als Aufdringbereich für die Schmelzen kommt entsprechend dem Pfad für die Gruppe 2 ein destruktiver Plattenrand in Frage. Die Verhältnisse Zr/Y , Zr/Ti und Zr/Nb (PEARCE & NORRY 1979) machen deutlich, daß die Schmelzentwicklung im wesentlichen durch die Fraktionierung von Magnetit gesteuert wurde.

Die Zweiteilung der Sequenz drückt sich auch im Verhältnis Zr/Ti aus (PEARCE 1982). Gruppe 1 zeigt für Intraplattenmagmen typische Werte, während die Verhältnisse in der Gruppe 2 denen von Magmen aus vulkanischen Bögen entsprechen. Die Zuordnung zu Magmatiten konvergenter Plattenränder ergibt sich auch aus den Dreiecksdiagrammen von WOOD et al. (1979), in denen allein HFS- und hygromagmatophile Elemente verwendet werden (nicht dargestellt).

Der Fe-Reichtum der Proben deutet auf ein extensionales Stressfeld hin (vgl. Kap. 4). Zudem haben die besprochenen Gesteine und die unterkarbonischen Metavulkanite sehr ähnliche chemische Zusammensetzungen (vgl. Kap. 4; Tab. 6 und 8). Potentielle Aufdringbereiche könnten somit Dehnungsbecken an aktiven Kontinentalrändern oder in Orogenen sein.

Eine definitive Aussage über das geotektonische Umfeld der Platznahme ist erst nach intensiveren Studien des erstaunlich heterogenen Magmenkörpers in Verbindung mit absoluten Altersdatierungen möglich.

Der Muskovit-Quarz-Feldspatgneis von les Plagnes: Das Gestein wurde nur routinemäßig mit einer einzigen Analyse erfaßt (Tab 5). Dementsprechend kann hier keine umfassende geochemische Charakterisierung vorgenommen werden.

Allein sein leukograter Bestand engt das geotektonische Umfeld seiner Entstehung auf eine Orogenesezone ein, da Leukogranite ausschließlich synkollisional entstehen (PITCHER 1993). Daß es sich um einen ehemaligen Leukogranit handelt, steht auch aufgrund der chemischen Zusammensetzung außer Frage (vgl. mit HARRIS et al. 1986).

Die Amphibolite: Amphibolite kommen im wesentlichen als bis zu 100 m lange und maximal 10 m mächtige Linsen in den migmatischen Gneisen und den Plagioklasgneisen vor. Zudem befinden sich im Meta-Leukogranit von les Plagnes mehrere ca. 2 m mächtige Linsen (GP 029).

Untersuchungen über die metasomatische Prozesse während der tektonometamorphen Entwicklung wurden in Anbetracht der geringen Probenzahl (Tab. 5) und der Verschiedenheit der Probennahmepunkte nicht angestellt. Allein aus dem Aufschluß 029 wurden 2 Proben entnommen, eine aus dem Kern und eine vom Rand der im Meta-Leukogranit eingeschlossenen Amphibolitlinse, um den metasomatischen Effekt der randlichen Scherzonen zu überprüfen. In der Randzone wurde SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Ba, Sr, Rb, Ni, Cr und Ce angereichert sowie TiO_2 , FeO^* , MnO, CaO, MgO, Zr, Y, Ga, Zn, Cu, Co und V aber abgeführt. Allein P_2O_5 , La und Nd blieben konstant. Das Verhalten von Nb bleibt unbekannt, da die Gehalte unterhalb der Nachweisgrenze der RFA liegen und ICP-MS-Daten nur für die Probe 92/029-4G aus dem Kern der Linse vorliegen. Im Vergleich zu den Metabasiten vom *Lac d'Emosson* (VON RAUMER et al. 1990) zeigen sich deutliche Unterschiede, gehen die Veränderungen in diesen doch auf metasomatische Austauschprozesse mit den umlagernden Gneisen zurück.

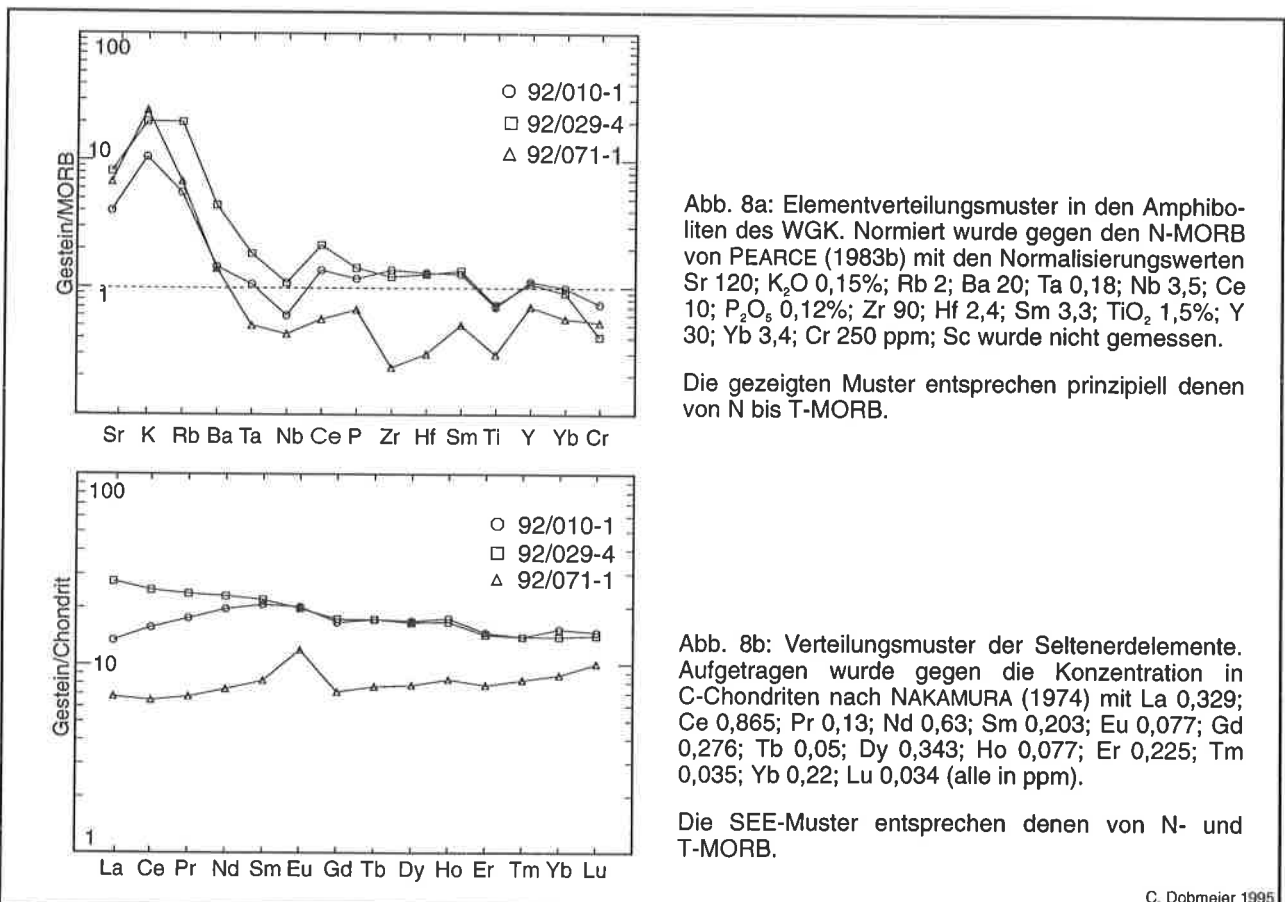


Abb. 8a: Elementverteilungsmuster in den Amphiboliten des WGK. Normiert wurde gegen den N-MORB von PEARCE (1983b) mit den Normalisierungswerten Sr 120; K_2O 0,15%; Rb 2; Ba 20; Ta 0,18; Nb 3,5; Ce 10; P_2O_5 0,12%; Zr 90; Hf 2,4; Sm 3,3; TiO_2 1,5%; Y 30; Yb 3,4; Cr 250 ppm; Sc wurde nicht gemessen.

Die gezeigten Muster entsprechen prinzipiell denen von N bis T-MORB.

Abb. 8b: Verteilungsmuster der Seltenerdelemente. Aufgetragen wurde gegen die Konzentration in C-Chondriten nach NAKAMURA (1974) mit La 0,329; Ce 0,865; Pr 0,13; Nd 0,63; Sm 0,203; Eu 0,077; Gd 0,276; Tb 0,05; Dy 0,343; Ho 0,077; Er 0,225; Tm 0,035; Yb 0,22; Lu 0,034 (alle in ppm).

Die SEE-Muster entsprechen denen von N- und T-MORB.

C. Dobmeier 1995

Der orthogene Charakter der Amphibolite erscheint allein wegen der umlagernden Metaklastite und Metagranite als gesichert. Marmore oder CaO/MgO-reiche Metasedimente sind in der gesamten Sequenz nicht enthalten. Zudem wird er durch die positive Korrelation von Cr und Ni bei Cr-Gehalten über 100 ppm (FRÖHLICH 1960) und Zr/Ti-Verhältnisse kleiner 0,1 bei Ni-Gehalten unter 100 ppm (WINCHESTER & MAX 1982) bestätigt.

Der SiO_2 -Gehalt variiert in den drei Amphibolitproben 92/010-1G, 92/029-4G und 92/071-1G nur geringfügig zwischen 50,04 und 52,41 Gew.-%. Deutliche Unterschiede ergeben sich zwischen den beiden ersten und der dritten Analyse durch verschiedene Gehalte an TiO_2 (1,8 bzw. 0,76 Gew.-%), Al_2O_3 (15 bzw. 17 Gew.-%), P_2O_5 (0,14 bzw. 0,08 Gew.-%), Zr (110 bzw. 21 ppm), Y (32 bzw. 15 ppm), Hf, V und den SEE (Abb. 8b).

Die Abweichung der Probe 92/071-1G gegenüber den anderen beiden geht eindringlich aus den Elementverteilungsmustern hervor. Im Normalisierungsdiagramm gegen den N-MORB von PEARCE (1983b) liegt die Probe erheblich unter den Gehalten der anderen Proben (Abb. 8a). Besonders auffällig ist der zick-zack-artige Verlauf der Kurve im Bereich der immobilisierten Elemente. Vermutlich bedingt sich dies aus der synmetamorphen Mobilisierung dieser Elemente. Demnach gehört die Probe zu den wenigen, die eine Mobilisierung der HFSE zeigen. Wahrscheinlich steht dies in Zusammenhang mit der Position der Amphibolitlinse innerhalb der migmatischen Gneise.

Die anderen beiden Proben zeigen einen ähnlichen Kurvenverlauf, der sich im nahen Bereich der Normwerte bewegt. Allein die LIL-Elemente wurden erheblich angereichert; dies geht auf die Metamorphose zurück (vgl. Kap. 3.2). Eine noch deutlichere Kohärenz zeigt sich im C-Chondriten-normierten Diagramm (NAKAMURA 1974). Beide Proben haben bis auf die leichten SEE fast identische Gehalte. Die Verteilungsmuster entsprechen denen von N- bis T-MORB (Abb. 8a).

Diese Zuordnung wird durch die Verhältnisse Ti/Cr und Zr/Ti (PEARCE 1975) und die Subalkalität der Proben (AFM-Dreieck, Diagramm Zr vs. P_2O_5 n. WINCHESTER & FLOYD 1976) bestätigt. Des Weiteren liegen die beiden Analysen auch in mehreren tektonischen Diskriminationsdiagrammen im Feld der N-MORB (z.B. Zr-Y*3-Ti/100 n. PEARCE & CANN 1973, Zr/4-Y-Nb*2 n. MESCHÉDE 1986). Aufgrund relativ hoher Th-Gehalte (0,3 bis 0,9 ppm) sind die Analysen im Dreieck Th-Ta-Hf/3 (WOOD et al. 1979) in das Feld der Magmen von destruktiven Plattenrändern verschoben. (Diagramme nicht dargestellt.)

Relativ hohe La-Ta-Verhältnisse von 23,3 bzw. 27,3 sprechen für eine Mantelschmelze (SAUNDERS 1984), wohingegen niedrige Nb-Ta-Verhältnisse dem krustalen Durchschnitt entsprechen (GREEN 1995).

Im Vergleich mit den Amphiboliten vom *Lac d'Emosson* (VON RAUMER et al. 1990) ergeben sich geringfügige Unterschiede. Allerdings steht der Zuordnung zum gleichen Rifting-Ereignis der Feldbefund entgegen, daß der Amphibolit 92/029-4 allem Anschein nach den synkollisionalen Meta-Leukogranit von *les Plagnes* postdatiert.

2.1.3 Interpretation der prämetamorphen Situation

Der WGK setzt sich aus vier deutlich unterscheidbaren Gesteinstypen zusammen:

- Amphibolite, die auf einen basaltischen Vulkanismus zurückgehen,
- Amphibolgneise und assoziierte Gesteine (Amphibolgneis-Assoziation) ebenfalls vulkanischer Herkunft,
- einem metamorphisierten Leukogranit
- und teilweise migmatischen Gneisen.

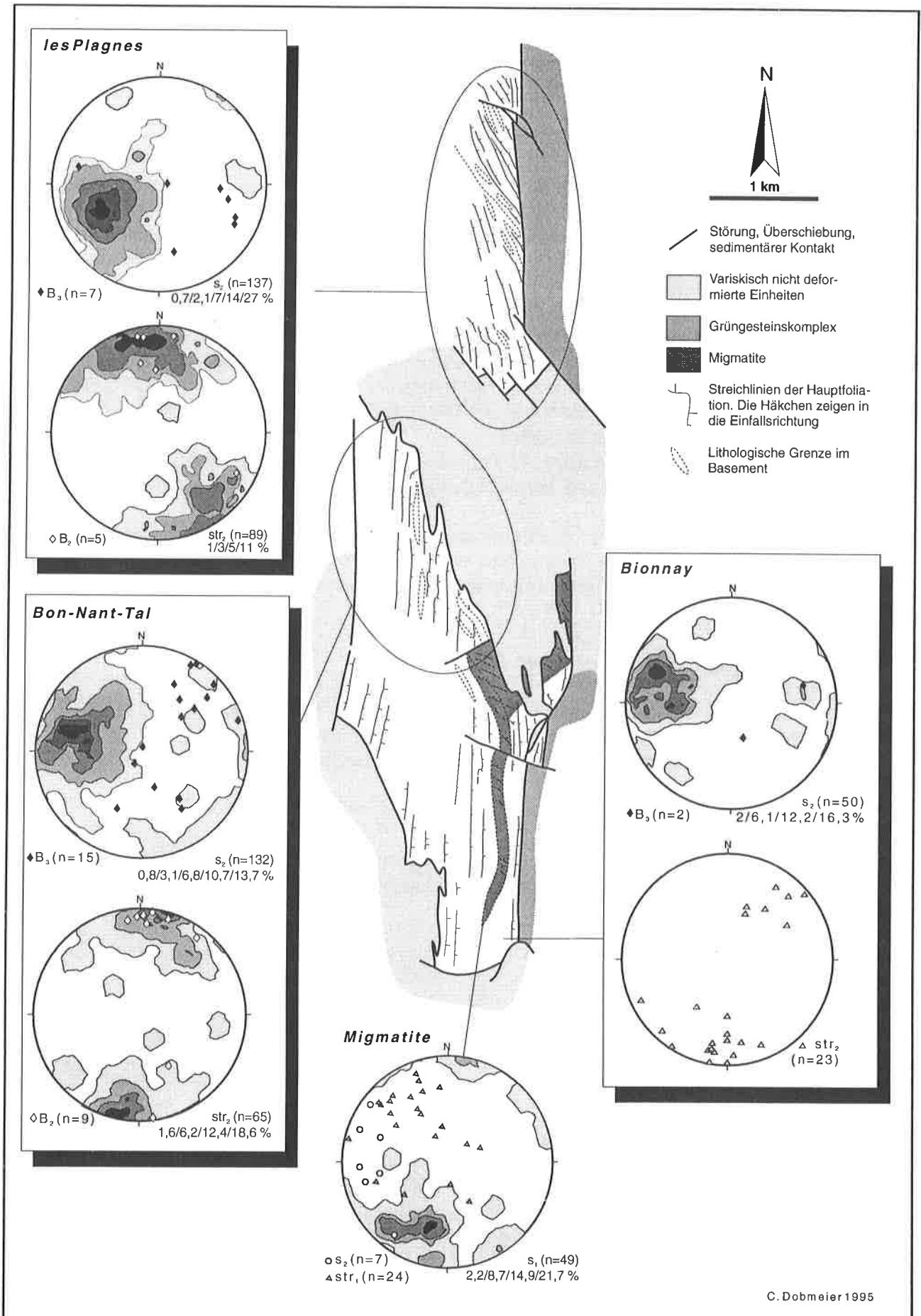
Letztere repräsentieren höchstwahrscheinlich eine sedimentäre Abfolge (Grauwacken), wobei nicht ausgeschlossen werden kann, daß ein Teil der Gesteine auf eine intermediäre bis saure magmatische Aktivität zurückgeht.

2.1.4 Deformation

Allein in den migmatischen Gneisen blieb s_1 als penetrative Foliation erhalten. Auf den steil nach N, selten auch nach S einfallenden und W - E streichenden Flächen befindet sich ein subparallel zur Einfallrichtung der Flächen abtauchendes Streckungslinear (Abb. 10).

Zumeist wurde die erste Foliation vollständig durch ein generell N - S streichendes s_2 überprägt. Die Flächen fallen mit 50 bis 70° steil nach E ein, nach W einfallende Flächen kommen nur untergeordnet vor (Abb. 9). Im Schmidt'schen Netz zeigen die s_2 -Flächen eine als unimodal zu bezeichnende Verteilung. Die mit dem Rechnerprogramm AUTOTEK (PETEREK 1992, 1993a) nach den Routinen von WALLBRECHER (1986) berechneten Teilgroßkreis- bzw. Kleinkreisregelungen deuten auf eine mehrfache Überformung der D_2 -Strukturen hin. Wiederholt war zu beobachten, daß s_2 -Flächenscharen spitzwinkelig entlang einer Diskontinuitätsfläche, die parallel zu einer der beiden Scharen verläuft, aneinandergrenzen (vgl. Kap. 2.2.3, 3.3).

In unmittelbarer Nähe zur Scherzone, die den Westlichen Gneiskomplex von den Grüngesteinen und Phylliten zwischen *les Gures* und der *Tête Noire* trennt, biegen die s_2 -Flächen aus dem generellen Streichen um NW



C. Dobmeier 1995

Abb. 9: Streichlinienkarte der Hauptfoliation im Westlichen Gneiskomplex.

- SE um und verlaufen parallel zur Störung um N - S. Östlich der Störung verhalten sich die s-Flächen gleich. Die Scherzone muß also syn- bis post- D_2 aktiv gewesen sein (vgl. JOYE 1989). Der Versatz der s-Flächen beiderseits der Störung ergibt einen dextralen relativen Schersinn.

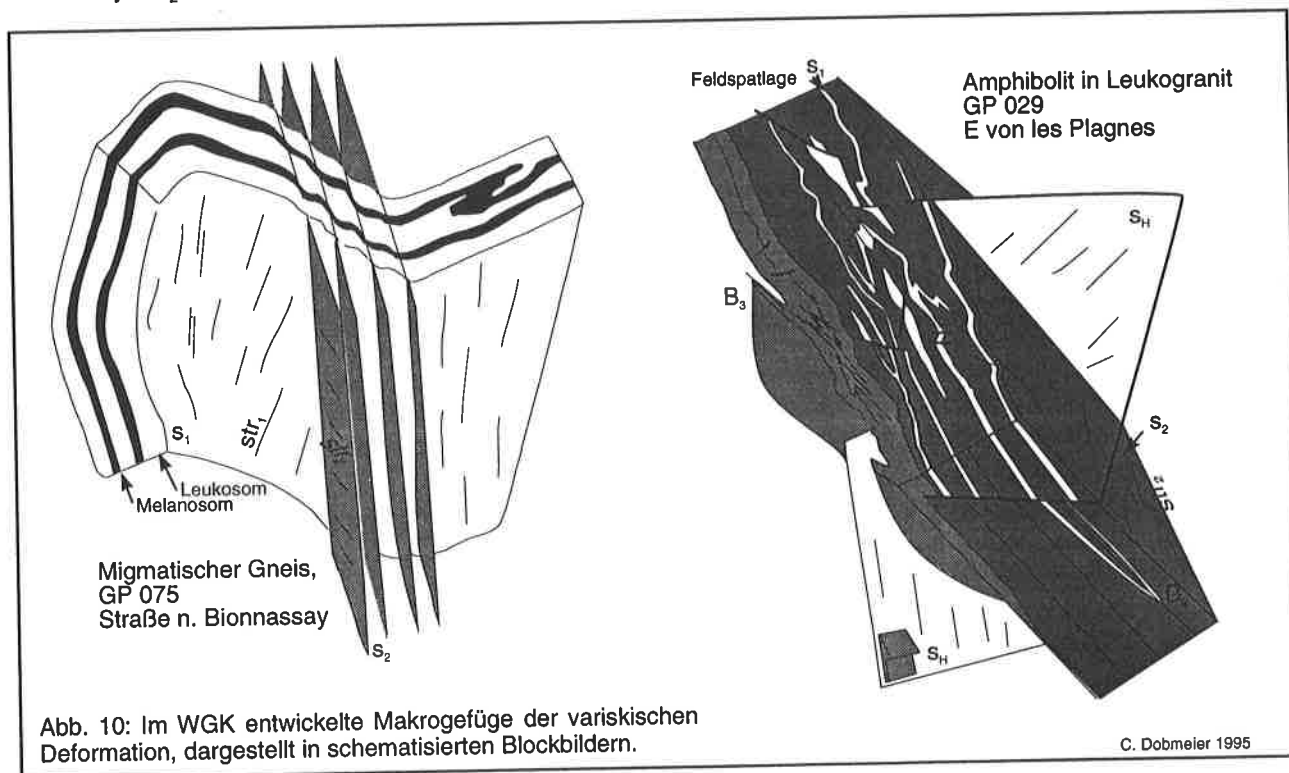
In Glimmerschiefern gefundene Quarzsegregatgängen mit einer doppelten Mediannaht aus Glimmern implizieren für diese Gesteine die Bezeichnung der penetrativen Foliation als s_3 . Diese verläuft parallel zu s_2 in den umgebenden Gesteinen. Die zusätzliche Überformung der Glimmerschiefer steht vermutlich in Zusammenhang mit der Konzentration der Verformung in den inkompetenteren Gesteinen.

In den Dünnschliffen wird s_1 - mit Ausnahme der Migmatite - durch s_{1a} -Quarzgängen (VOLL 1960) nachgezeichnet. Die Gängchen liegen zumeist als isolierte Faltenscheitel oder Faltenschenkel vor, selten lassen sie sich noch zusammenhängend durch einen Dünnschliff verfolgen. Nur in einigen Glimmerschiefern war ein crenuliertes s_1 -Glimmergefüge zu beobachten.

Dementgegen kommen häufig D_2 -Flächengefüge vor, die in Anlehnung an LISTER & SNOKE (1984) als S-C-Gefüge bezeichnet werden können. Sie sind aber nicht auf Mylonite beschränkt, sondern finden sich auch in Glimmerschiefern und Plagioklasgneisen. Die Gleichzeitigkeit der Bildung der beiden Flächenscharen, die zueinander im Winkel von 25° bis 35° stehen, wird dadurch belegt, daß (1) Glimmer von einer Flächenschar in die andere umbiegen können und (2) beide Flächenscharen die andere überschneiden können. Dieses "S-C-Gefüge" ist der bedeutendste Schersinnindikator.

Gleichsinnig oder gegensinnig zur penetrativen Foliationsschar versetzende, zusätzliche D_2 -Mikroflächen ermöglichen die genauere Festlegung der Position der Hauptnormalspannung σ_1 um W - E bis WSW - ENE. Diese Flächen sind nur selten makroskopisch zu beobachten, so z.B. als Mikrostörungen in Amphiboliten (GP 29, Abb. 10).

Auf s_2 befindet sich ein zumeist flach nach S oder N abtauchendes Streckungslinear (Abb. 9, 10). Im allgemeinen gilt die Annahme, daß das Streckungslinear subparallel zu λ_1 angeordnet ist (RAMSAY 1967, VOLL 1968). BURR et al. (1987) haben aber darauf hingewiesen, daß dies allein für Scherzonen vorausgesetzt werden darf. Weiterhin zeigten SANDERSON & MARCHINI (1984), daß z.B. in Transpressionszonen die Lage des Streckungslineares von subhorizontal bis subvertikal variieren kann. Da in den Myloniten und Phylloniten des Westlichen Gneiskomplexes die Streckungsfaser immer subhorizontal liegt, darf angenommen werden, daß die Hauptextension syn- D_2 subhorizontal um N - S erfolgte.



Dies wird durch Mikroreißklüfte bestätigt, die in fast jedem parallel zu str_2 orientierten Dünnschliff vorhanden sind. Die Reißklüfte stehen immer ungefähr senkrecht zur Foliation und können von dieser überformt werden oder undeformiert sein (Abb. 10). Offensichtlich wurden die Klüfte kontinuierlich während D_2 angelegt. Wiederholt ist zu beobachten, daß sich die Risse in Kristallen, vor allem in größeren Feldspäten, fortsetzen oder nur in solchen entstanden. Die Füllung der Risse erfolgte dort offensichtlich durch Rekristallisation des Klasten, da Füllung und umgebender Klast immer aus demselben Material bestehen.

s_2 kann für parallel zu str_2 verlaufende Faltenachsen entweder die zugehörige Achsenflächenschieferung sein oder um die Achsen eng bis isoklinal gewickelt werden. F_2 sheath-folds (COBBOLD & QUINQUIS 1980) oder Hinweise auf solche wurden nicht gefunden. Die B_2 -Achsen entstanden syn- D_2 parallel zur Haupttextensionsrichtung. Daß Falten mit dieser Orientierung nicht nur in Scherzonen vorkommen können (PLATT 1983, PASSCHIER 1986, MALAVIEILLE 1987), sondern auch unter ganz normalen Deformationsbedingungen, wurde häufig beobachtet (CLOOS 1946, FLINN 1962, TOLLMANN 1982, DOBMEIER 1993) und mit theoretischen Überlegungen und Modellierungen in jüngster Zeit wiederholt diskutiert und gezeigt (FROITZHEIM 1992, JAMES & WATKINSON 1994, GRUJIC & MANCKTELOW 1995).

Falten der ersten Deformation waren nur vereinzelt als Reliktstrukturen in Amphiboliten (GP 29) zu beobachten. Das Interferenzbild (Abb. 10) geht darauf zurück, daß die Achsenflächen von F_1 und F_2 zwar in etwa parallel zueinander lagen, die Achsen der beiden Faltungen aber winklig zueinander standen. Eine triklinale Faltenform kann für F_1 nicht ausgeschlossen werden.

Neben den bereits erwähnten "S-C-Gefügen", kommen als weitere Schersinnindikatoren rotierte δ -Klasten (i. wes. Feldspäte) und darin entstandene Risse, δ -Klasten, Glimmerdeformationen (RAMSAY & HUBER 1983, SIMPSON & SCHMID 1983, HANMER & PASSCHIER 1991) und asymmetrische Druckschatten (TAGAKI & ITO 1988) vor (Abb. 5c, 5d). Die überwältigende Mehrzahl aller Schersinnanzeiger belegt einen relativ dextralen Schersinn. Zudem zeigen die Risse etc. an, daß es sich um eine einfache Scherung gehandelt hat.

Während einer nachfolgenden Deformation D_3 entstanden Falten mit zumeist steil nach E abtauchenden B_3 -Achsen und s_2 in einem Winkel von ca. 20° überschneidende, subvertikale s_3 -Flächen, die WSW - ENE streichen. Der geringe Regelungsgrad der D_3 -Gefüge geht vermutlich nicht nur auf nachfolgende Überformungen, sondern auch auf eine primäre Heterogenität zurück, die lithologisch bedingt sein könnte.

Zudem existieren offene bis enge Falten mit subhorizontal nach N oder S abtauchende B-Achsen und einer flach nach E einfallenden Achsenflächenschieferung. Steil nach ESE bis SE (selten nach WNW bis NW) einfallende Störungen versetzen die Hauptfoliation relativ dextral. Die Störungen können als diskrete Flächen oder als kakiritisch-kataklastische Zonen von maximal 50 cm Breite entwickelt sein. Beide Gefügeelemente können im Westlichen Gneiskomplex nicht eindeutig einer bestimmten Deformation zugeordnet werden. Diese Zuordnung konnte aber im Östlichen Gneiskomplex vorgenommen werden.

2.1.5 Grad der Metamorphose im Westlichen Gneiskomplex

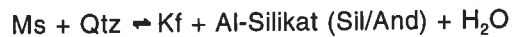
Im Folgenden wird die Abschätzung des Metamorphoseverlaufes und der P-T-Bedingungen anhand der mikroskopisch beobachteten Mineralparagenesen vorgenommen. Auf Mikrosondenanalysen basierende geothermobarometrische Berechnungen befinden sich gesondert in Kapitel 6.

In den **migmatischen Gneisen** wurden mit der ersten Foliation



gebildet. Auffällig ist, daß Hellglimmer nur akzessorisch vorkommt und der Paragenese höchstwahrscheinlich nicht angehört - im Gegensatz zu den umlagernden Plagioklasgneisen, in denen phengitische Hellglimmer (Chemismus siehe Kap. 6.1.5 und Tab. 11) Biotit an Häufigkeit weit übertreffen. Dies läßt sich dahingehend interpretieren, daß Hellglimmer in Anwesenheit von Quarz abgebaut wurde. Für diese migmatitische

Reaktion gibt es zwei mögliche Ursachen: Zum einen kann die Reaktion



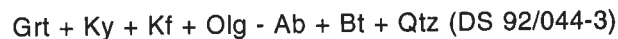
zum Abbau von Hellglimmer und Quarz führen. Die beobachtete Paragenese beinhaltet aber kein Al-Silikat, so daß die Hellglimmer wahrscheinlich durch partielles Schmelzen zerstört wurden (THOMPSON 1982). Kf-reiche Leukosomlinsen bestätigen dies. Die schmelzfreie Reaktion schneidet die Minimumschmelzkurve bei ca. 4 kb und 680°C, wobei die Aktivität von H₂O und CO₂ im wesentlichen nur den Druck beeinflusst (Diskussion vgl. BUCHER & FREY 1994). Somit kann in den Migmatiten eine Maximaltemperatur von mindestens ca. 680°C erreicht worden sein.

Bemerkenswert ist, daß Quarzkörner ein schachbrettartiges undulöses Auslöschten zeigen (was auch auf D₁-Quarze in den anderen Gesteinen zutrifft). Nach KRUHL (1994) kommt dies dadurch zustande, daß die Subkornbildung nicht allein durch Basis-[a]-Gleitung sondern auch durch die Benutzung der Prismen-[c]-Flächen erfolgt. Dieses zusätzliche Gleitsystem bildet sich bei Drucken unterhalb von 10 kb¹ nur im Hochquarz aus. Die Schachbrettquarze bestätigen die Zuordnung zur mittleren bis oberen Amphibolitfazies.

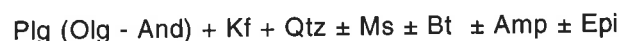
Während der fortgesetzten Scherung erhielten perthitische Kalifeldspäte Ränder und Druckschatten aus Mikroklin, zudem entstand Mikroklin neu in der Matrix. Dies läßt auf fallende Temperaturen schließen.

Die retrograde Umwandlung von Amphibol in Biotit unter Freisetzung von Titan aus dem Amphibolgitter erfolgte noch syn-s₁. Die Freisetzung des Titan aus dem Biotitgitter und die Umwandlung von Biotit in Chlorit können zeitlich nicht festgelegt werden.

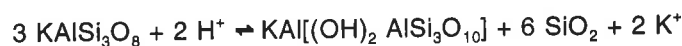
Gneise und Glimmerschiefer ergeben eine Vielzahl von petrologischen Informationen, die in ihrer Gesamtheit schwierig zu deuten sind. Eine an s₁ gebundene Paragenese in Glimmerschiefern beinhaltet



und belegt somit Bedingungen der oberen Amphibolitfazies. In den Plagioklasgneisen umfaßt die syn-s₁ gesproßte Paragenese

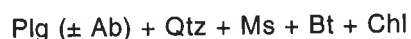


Die Bildung von Muskovit scheint aber nicht von Anfang an erfolgt zu sein. In mehreren Schliften (DS 92/059-4, 92/066-2), die alle aus der Region südlich der Migmatite stammen, entstanden Muskovit und Quarz auf Kosten von Kalifeldspat syn-s₂ neu (Abb. 4). Offensichtlich wurde letzterer durch fallende Metamorphosebedingungen destabilisiert. Die zugehörige Reaktion erfordert die Bereitstellung von Protonen und erzeugt einen Überschuß an K⁺:

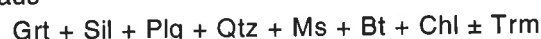


Alumosilikate werden für die Reaktion nicht benötigt.

Die Paragenese der zweiten Deformationsphase besteht in den Plagioklasgneisen aus



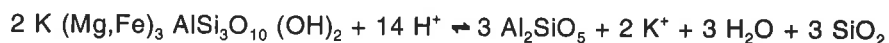
und in den Glimmerschiefern aus



Die Paragenesen zeigen Bedingungen der Amphibolitfazies bis in die untere Grünschieferfazies an.

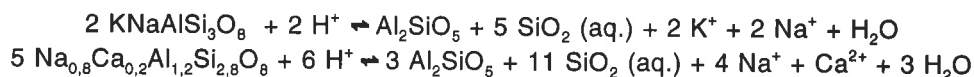
Wiederholt war die Umwandlung von Biotit in Fibrolith zu beobachten. Nach VERNON (1979) erfordert dies die Zufuhr von Wasser nach der Reaktion

¹ Die Gerade, die den Phasenübergangsbereich vom Tief-Quarz zum Hoch-Quarz repräsentiert, verläuft durch die Punkte 0 kb, 573 °C und 6 kb, 720 °C. Empirischen Erkenntnissen zufolge, beeinflusst H₂O die Reaktion nicht. (KRUHL 1994)



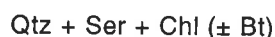
Als Konsequenz entstehen die in den untersuchten Gesteinen vorhandenen Verwachsungen von Fibrolith mit Quarz. Überwachsungen von Biotitscheitern durch opake Erzkörner zeigen an, daß die Annikomponente der Biotite in Magnetit übergeht.

Als weitere Ursache kommt die Destabilisierung von Biotit durch beträchtliche Scherung in Frage, da eine extreme "Fibrolithisierung" in Glimmerschiefern stattfand, die als Scherzone interpretiert werden. Unterstützt wird dies durch die aufgefundene Umwandlung von Kalifeldspat und Plagioklas in Fibrolith (92/027-2), wie sie von WINTSCH & ANDREWS (1988) aus Scherzonen beschrieben wurde:



Im gleichen Dünnschliff existieren einige Sillimanitkörner, die randlich an Fibrolith angrenzen und an den beiden Schmalseiten in Fibrolith auffasern (Abb. 5a). Die Bedeutung dieser Veränderung der Kristallform ist bisher nicht hinreichend geklärt (KERRICK 1990).

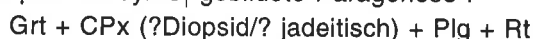
In den s_2 überformenden Falten F_3 und F_4 durchstößt parallel zu den Crenulationsschieferungen liegender Chlorit (selten auch Biotit!) und Serizit die Scharniere, in denen Quarz plastisch deformiert wurde und rekristallisierte. Die zugehörigen Paragenesen



belegen schwach grünschieferfazielle Bedingungen. Aufgrund des plastischen Verhaltens von Quarz müssen die Temperaturen über 275°C bis 290°C (VOLL 1976, 1980) gelegen haben.

In einigen Schlifften überschneiden parallel zur Hauptfoliation verlaufende kataklastische Scherbänder, in denen Quarz zerbrach, Reißklüfte, in denen Karbonat und Chlorit unter statischen Bedingungen sproßte. Da die Scherbänder einen relativ sinistralen Schersinn zeigen, können sie auch der alpinen Deformation angehören.

In den **Amphiboliten** blieb eine prä- bis syn- s_1 gebildete Paragenese I

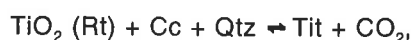


reliktisch erhalten. Die Kristalle werden von der s_1 -Paragenese II



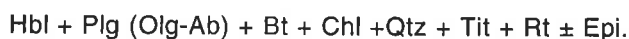
umschlossen. Da Granat z.T. von Klinopyroxen gepanzert wird, z.T. mit ihm aber randlich in Kontakt steht, müssen beide Minerale zusammen mit Plagioklas, der zwischen beiden vorkommt (Abb. 7a), entstanden sein. Das Vorhandensein von Klinopyroxen belegt Bedingungen der oberen Amphibolitfazies bei minimal etwa 650°C (vgl. BUCHER & FREY 1994). Aufgrund der optischen Parameter (relativ niedrige Doppelbrechung) könnte es sich bei den Pyroxenen um Na-reiche Kristalle handeln. Dies bedeutet, daß das Vorhandensein einer eklogitfaziellen Paragenese nicht auszuschließen ist. Ob Amphibol ebenfalls zur Paragenese I gehört, war nicht erkennbar. Aufgrund des hohen Metamorphosegrades kommt als Ti-Phase Rutil vor.

Bemerkenswert ist, daß ein Teil der idiomorphen Titanite Rutil als "Kerne" einschließen. Die Reaktion



deren bekannte Reaktionstemperatur durch XCO_2 beeinflusst wird (GHENT & DEVRIES 1972) gilt hier nicht, da in hochgradigen Amphiboliten und Gneisen Rutil die stabilere Phase ist (TRÖGER 1967). Dementsprechend ergibt sich die Ummantelung von Rutil durch Titanit aus einer Temperaturabnahme.

Syn- s_2 entstand die Paragenese



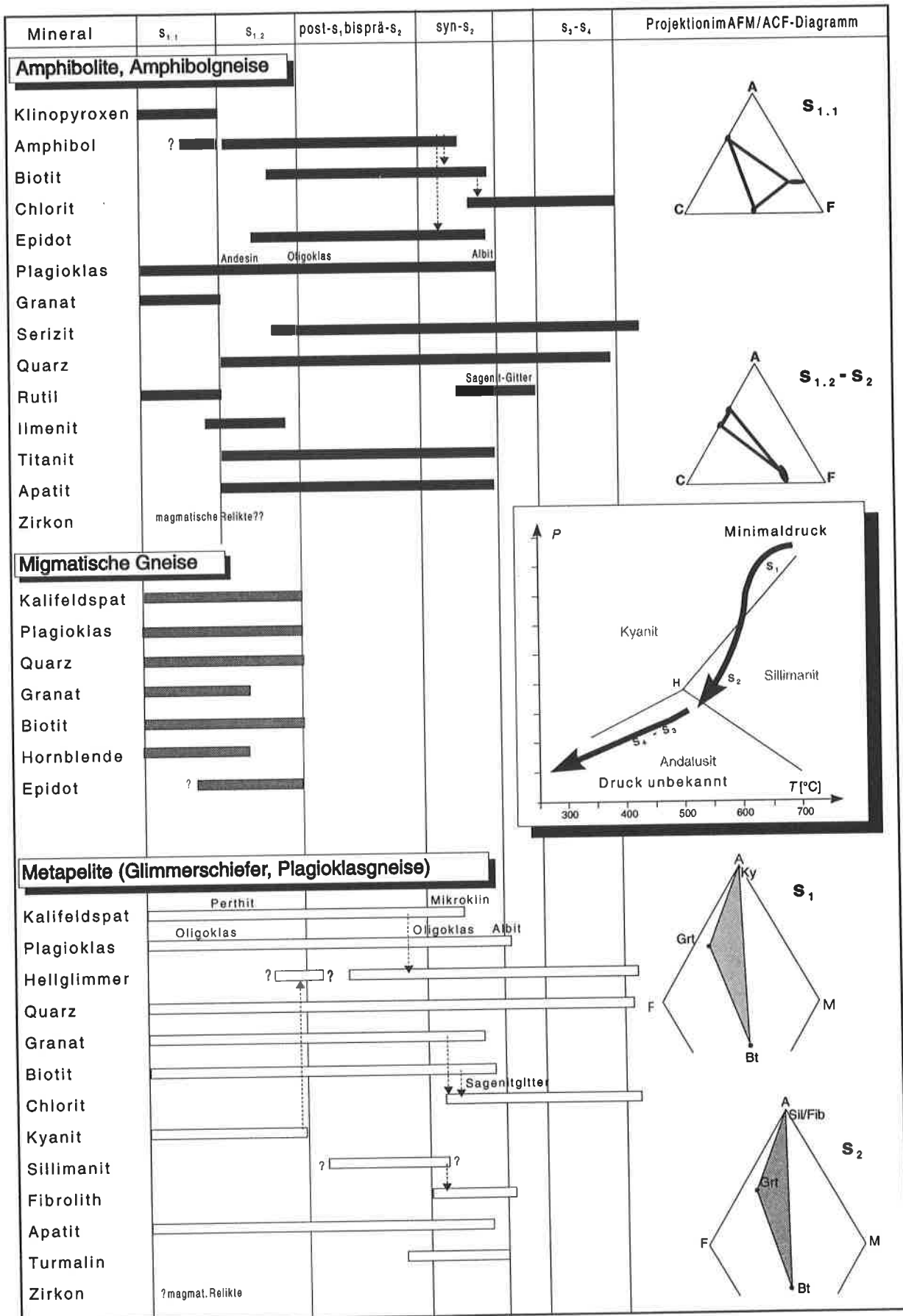
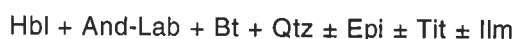


Abb. 11: Darstellung des Bezuges zwischen Deformation und Mineralwachstum sowie der entsprechenden metamorphen Paragenesen im ACF- (Metabasite) bzw. AFM-Dreieck (Metapelite) im WGK. Der im Kasten gezeigte retrograde P-T-Pfad beruht allein auf der Abfolge der Mineralparagenesen. Die Drucke sind nur unzureichend bestimmt.

Die Paragenese entstand offensichtlich bei abnehmender Metamorphose, da sie Bedingungen der mittleren/unteren Amphibolitfazies und der Grünschieferfazies umfaßt.

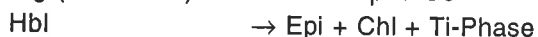
Dabei wurde zunächst Hornblende in Biotit (\pm Epidot) und dann Biotit in Chlorit umgewandelt. In den Amphibolen entmischte als Ti-Phase im wesentlichen Titanit, wogegen in den Biotiten zumeist ein Sagenitgitter aus Rutilnadelchen entstand. Dies läßt sich durch die oben erwähnte Reaktion von GHENT & DEVRIES (1972) erklären, da im Bereich der schwachen Metamorphose Titanit zugunsten von Rutil destabilisiert wird.

In der **Amphibolgneis-Assoziation** entstand eine an die erste Foliation gebundene Paragenese I

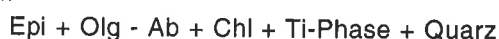


bei einer mittleren amphibolitfaziellen Metamorphose.

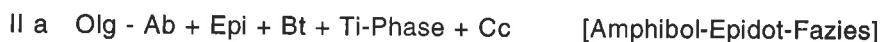
Die syn-D₂ erfolgte retrograde Überprägung der Paragenese I ergibt sich aus den Reaktionen



Die entsprechende Paragenese II



gehört der niedriggradigen Metamorphose an. Sie enthält mehrere Subfazies, da einerseits das gemeinsame Vorkommen von Oligoklas und Albit auf Bedingungen knapp unterhalb der Amphibolitfazies hinweist, andererseits die retrograde Umwandlung von Biotit in Chlorit erst in der unteren Grünschieferfazies (Chloritzone) einsetzt. Somit stellt die Paragenese II eine mehrphasige, mit einer diaphthoretischen Gesteinsumformung verbundene, "Sammel"-Paragenese dar, die in die Paragenesen



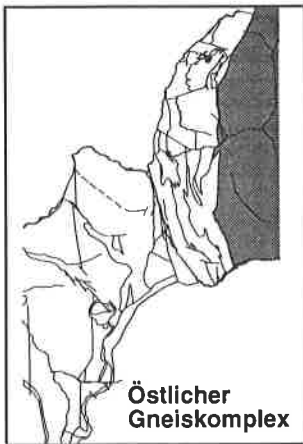
unterteilbar ist.

Zusammenfassung: Das Vorhandensein von Klinopyroxen in Amphiboliten und der Zerfall von Muskovit in den Migmatiten belegt Maximaltemperaturen von mindestens 650°C bis 680°C für ein Frühstadium von s₁. Setzt man voraus, daß die Bildung der Kyanite im selben Temperaturintervall erfolgte, so muß der Druck minimal ca. 7 kb betragen haben.

Die subsequenten syn-s₁ und alle D₂-Paragenesen (Abb. 13) belegen die Abkühlung der Gesteine bei fortlaufender Deformation. Die Umwandlung von Biotit in Fibrolith final-s₂ ergibt Mindesttemperaturen von 500°C (HOLDAWAY 1971) oder, grob gesprochen, amphibolitfazielle Bedingungen für diesen Abschnitt der Gesamtverformung. Die Abkühlung muß mit einer Druckentlastung einhergegangen sein, da zuerst Kyanit und nachfolgend Sillimanit bzw. Fibrolith entstand.

Im weiteren Verlauf der Deformation (D₃ und D₄) sproßte im wesentlichen nur noch Chlorit. Die bruchhafte Verformung von Quarzen in einigen Scherhorizonten könnte auf ein Anhalten der Scherung bis unterhalb der Quarzrekristallisationstemperatur von 290°C bis 275°C (VOLL 1976, 1980) zurückgehen. Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, daß sich darin die alpine Deformation ausdrückt.

2.2 Der Östliche Gneiskomplex



Entsprechend dem Westlichen Gneiskomplex, werden alle variskisch konsolidierten Gesteine östlich des Grüngesteinskomplexes zum Östlichen Gneiskomplex (ÖGK) zusammengefaßt. Die im N und S durch mesozoische Gesteine verhüllten Gneise setzen sich östlich der Carlaveyron und der Montagne de Pormenaz ins zentrale Aiguilles-Rouges-Massiv fort. Die Westgrenze bildet die alpine Pormenaz-Störung, an der die Gneise gegen Grüngesteine, den Pormenazgranit oder oberkarbonische Gesteine grenzen. LAURENT (1967) führte den Namen "série des Aiguillettes" ein; seine Unterteilung wurde nicht übernommen. Des Weiteren kommen in der unteren Diosaz-Schlucht Gneise, Schiefer, Grüngesteine und leukokratische Gesteine vor, die aufgrund der geographischen Lage (östlich der Arve) dem Östlichen Gneiskomplex angegliedert wurden.

Die leukokratischen Gesteine könnten in genetischem Zusammenhang mit dem Pormenazgranit stehen (Kap. 5). Detaillierte Untersuchungen dazu stehen noch aus.

Das Vorkommen wird hauptsächlich vom Pormenazgranit umschlossen, im SW schneidet ihn eine Störung gegen den Grüngesteinskomplex ab. Die Westgrenze war wegen der Unzugänglichkeit des Geländes nicht kartierbar. Daher war nicht feststellbar, ob die nahe der Souay anstehenden oberkarbonischen Gesteine transgressiv auf den Gneisen liegen oder eine tektonische Grenze zwischen beiden existiert.

2.2.1 Petrographie

Petrographische Studien wurden in Verbindung mit der Deformationsanalyse hauptsächlich an Gesteinen der Carlaveyron durchgeführt. Über die Montagne de Pormenaz und die Diosaz-Schlucht liegen keine detaillierten Arbeiten vor; die Gesteine dieser Vorkommen werden deshalb nicht vorgestellt.

Grundgesteinstyp der Carlaveyron ist ein feinkörniger Biotit-Plattengneis, in den wenige m bis 10er m breite und z.T. mehrere 100 m lange Bänder eines mittelkörnigen Kalifeldspat-Augengneises sowie dünne Schnüre und Linsen von Quarziten und feinkörnigen leukokratischen Gneisen eingelagert sind. Gröberkörnige granatführende Glimmerschiefer lassen sich innerhalb der Plattengneise aushalten. Im W wird die gesamte Sequenz von zumeist vergrüneten, sog. "Scherbandglimmerschiefern", in denen nur vereinzelt Quarzitlinsen austreichen, unterlagert. Diese gehen nach unten hin in Granat-Glimmerschiefer über. Der Kontakt von Plattengneisen und Scherbandglimmerschiefern wird von mehreren 1 bis 2 m mächtigen, hellgrauen Quarz-Feldspatlagen begleitet.

Biotit-Plattengneis: Dieses feinkörnige Gestein erhielt seinen Namen durch eine verwitterungsbedingte Auflösung in schmale Platten (1 bis 5 cm) mit unterschiedlichen Verwitterungsfarben. Mikroskopische Studien ergaben, daß die Serie in nicht unerheblichem Ausmaß auch Hellglimmer führt. Der mit dem unbewaffneten Auge gewonnene Eindruck, daß fast ausschließlich Biotit vorkommt, geht darauf zurück, daß allein Biotit mehrere mm große Blasen bildet. (Diese Beobachtung ist analog zum Westlichen Gneiskomplex, in dem fast ausschließlich Hellglimmerplättchen vorkommen und dadurch der Eindruck erweckt wird, Biotit sei nicht vorhanden.)

Zwischen Plattengneisen und Granat-Glimmerschiefern bzw. Kalifeldspat-Augengneisen existieren graduelle Übergänge, so daß sie im Feld nicht immer eindeutig voneinander trennbar sind. Östlich des Lac de l'Aiguillette stehen innerhalb der Plattengneise grünliche, z.T. auch dunkelgrau und hellgrün gebänderte, bankige Lagen an, die hohe Feldspatgehalte und ein feinkörniges, äquigranulares Gefüge mit nur wenig Glimmer aufweisen. Diese Lagen werden von wenige m mächtigen Linsen eines leukokratischen, feinkörnigen Quarz-Feldspatgneises begleitet.

Vor allem in glimmerreichen Lagen, die parallel zu graphitisierten Störungen streichen, konzentrieren sich mehrere m lange Linsen von Quarz-Exudaten.

Die Variation des Mineralbestandes wird durch folgende drei Proben deutlich:

Mineral	93/C03-1	93/C14-1	94/C14-2
Quarz	30	19	29
Plagioklas	10	20	28
Biotit/Chlorit	35	15	31
Hellglimmer	20	40	11
Erz	2	5	-

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Ti-Phase, Granat, Sillimanit/Fibrolith

Das nematoblastische bis granoblastische Gefüge besteht aus Feldspat, Quarz und Glimmern.

Quarz (KL ca. 0,2 mm) zeigt zumeist gerade bis schwach gebogene Kornkontakte, nur vereinzelt war der Zerfall in suturierte Subkörner noch erkennbar. In den Scharnieren dritter Falten verhält sich Quarz plastisch; zudem kommt es zur Kornvergrößerung. Quarz bildet mit **Plagioklas**, der dünne polysynthetische Zwillinge aufweist, äquigranulare Kornpflaster. Im DS 94/C14-1 befinden sich bis zu 1,5 mm lange, erheblich geplättete und dadurch spindelförmige Plagioklase mit einem x:z-Verhältnis zwischen 4:1 und 6:1. Erheblich serizitisierte, optisch 2+ Körner enthalten tropfenförmige Quarzeinschlüsse. Seltener optisch 2- Kristalle sind demgegenüber zumeist nicht sekundär umgewandelt und haben wesentlich breitere polysynthetische Zwillinglamellen.

In prä- bis syn- s_2 gesproßten braunen **Biotitplättchen** (KL bis 2 mm) entmischte Titan in erheblichem Umfang zumeist als körniger Titanit, seltener auch in Form von Sagenitgittern (Rutilnadelchen). Die Entmischungsprodukte konzentrieren sich sowohl auf die Spaltflächen als auch auf die Kornränder, wenn die Klaster mit syn- s_2 neugebildetem Biotit II (braune Spieße bis 0,5 mm Länge in str_2 angeordnet) in Kontakt stehen. Fast senkrecht zur Hauptfoliation orientierte Spaltflächen platzten auf und wurden mit Fe-Chlorit gefüllt. Weiterhin konnte im DS 93/C03-1 die Umwandlung von Biotit in Hellglimmer beobachtet werden (Abb. 12a, b). Allein in diesem DS kommen auch erhebliche Mengen an **Fibrolith** vor. Die feinen Nadelchen liegen häufig in der Foliationsebene, können diese aber auch überwachsen oder bereits verformt sein. Vereinzelt wachsen die Fibrolithe zusammen und bilden bis 2 mm lange Sillimanitkristalle.

Hellglimmer wuchs vor allem syn- s_2 , zumeist in Form von parallel zur Streckungsfaser angeordneten Spießern (bis 0,6 mm KL). Diese Spieße drangen in Biotit ein. Im DS 94/C14-1 entstanden bis zu 2 mm breite Hellglimmerbänder, die erheblich durch Opakstaub und hochlichtbrechende Körnchen sowie Chlorit/Biotitschlieren verunreinigt sind. Vereinzelt blieben in diesen Bändern ältere Hellglimmerplättchen erhalten.

Tafel 2

Abb. 12a: Hellglimmer verdrängt von s_2 ausgehend Biotit I. Gleichzeitig entstand eine nicht näher bestimmbare Erzphase.

DS 93/C 03-1, ÖGK (Carlaveyron)
xz-Schnitt, str_2 356/25, s_2 66/55
LK 1 mm, II N

Abb. 12b: Ausschnitt aus Abb. 12a: Deutlich läßt sich eine Reaktionsfront zwischen Hellglimmer und Biotit erkennen, an der sich eine hoch lichtbrechende Phase -vermutlich Titanit- konzentriert. Auch innerhalb der Hellglimmer befinden sich erhebliche Mengen an Titanit, der entlang der Spaltbarkeiten angereichert ist.

LK 0,25 mm, II N

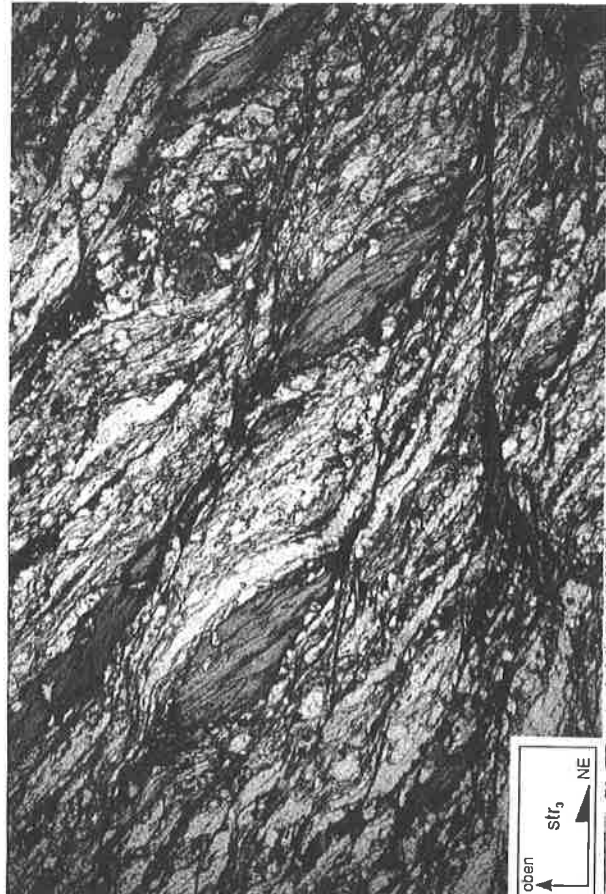
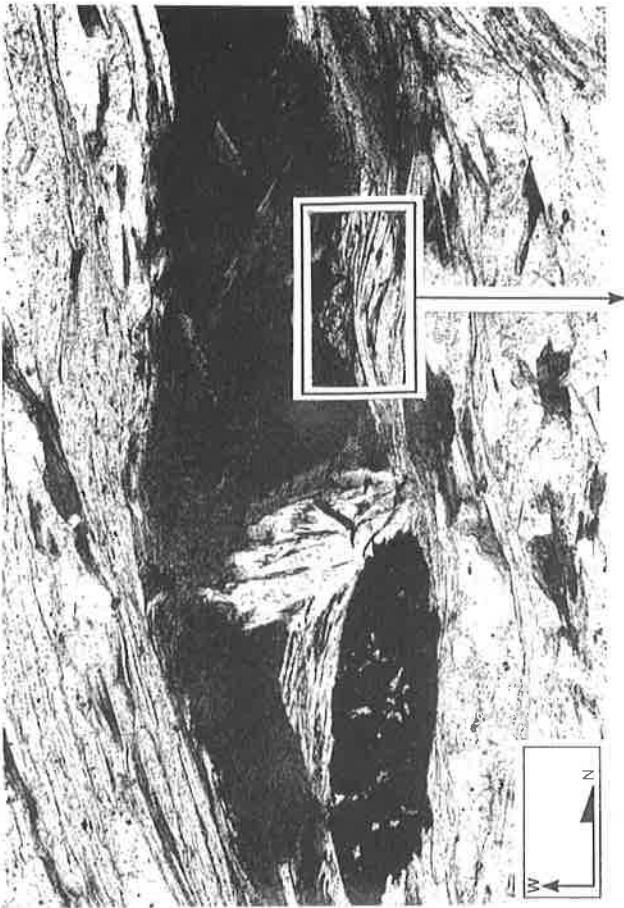
Abb. 12c: Von Serizit ummantelter, zersetzter Sillimanitklast.

DS 93/C 10-1, ÖGK (Carlaveyron)
xz-Schnitt, s_2 109/63
LK 4 mm, II N

Abb. 12d: Transpositionsgefüge und Biotitklaster zeigen den generellen Transport des Hangenden nach W bis SW an. Zu beachten ist, daß neben den s_3 -Flächen noch weitere Flächen entstanden, die z.T. einen entgegengesetzten Schersinn anzeigen.

DS 93/C 06-2, ÖGK (Carlaveyron)
xz-Schnitt parallel zum Crenulationslinear str_3
 str_3 50/17, s_3 88/12, s_2 100/37
LK 4 mm, II N

Tafel 2



Der Modalbestand der **leukokraten Quarz-Feldspatgneise** läßt sich wegen des äquigranularen Gefüges (KL 0,2 bis 0,4 mm) und der fehlenden lagenweisen Trennung von Quarz und Feldspat nur bedingt abschätzen. Die stets in str_2 gelängten Quarze, Plagioklase (opt. 2-, feine polysynthetische Zwillinglamellen) und Kalifeldspäte machen zusammen 95 % des Gesteines aus. Die restlichen 5 % verteilen sich auf Hellglimmer (Spieße bis 0,4 mm Länge), die zusammen mit hellgrünen bis farblosen Fe^{II} -Chloriten in schmalen Lagen konzentriert sind, Granat, der stets vollständig pseudomorph durch Chlorit, Serizit und Erz ersetzt wurde und einzelne, runde Epidote (Durchmesser 0,1 mm). Die Farbzahl M beträgt 2.

Granat-Glimmerschiefer: Maximal 2 mm durchmessende Granate kennzeichnen dieses Gestein. Da das etwas härtere und dadurch bankigere Gestein den Plattengneisen sehr ähnlich sieht und in diese eingeschaltet ist, waren beide im Kartenbild nicht voneinander trennbar.

Der Modalbestand setzt sich wie folgt zusammen:

Mineral	93/C 01-1	93/C 12-1	93/C 12-2	93/C 413
Granat	4	2	8	5
Quarz	35	40	29	30
Plagioklas	33	10	15	28
Biotit/Chlorit	27	30	28	30
Hellglimmer	-	20	18	5

Akzessorien: Apatit, Fibrolith, Ti-Phasen, Turmalin, Zirkon

Die Größe der stets poikiloblastischen **Granate** variiert zwischen 0,2 und 2 mm. Das aus Quarz, Biotit, Plagioklas und Hellglimmer bestehende, zeilenförmige Interngefüge s_1 (vgl. Abb. 53 in Kap. 6.1.2) steht zumeist in einem Winkel von etwa 60° zur externen, penetrativen Foliation; kontinuierliche Übergänge des s_1 in das s_0 waren wiederholt zu beobachten. Die Zeilen zeigen planare bis mäßig gebogene Formen. Demzufolge entstanden die parallel zum s_1 gelängten Granate prä- bis syn- s_2 . Im wesentlichen aus Biotit, untergeordnet auch aus Quarz und Plagioklas bestehende Druckschatten belegen fast immer einen relativ dextralen Schersinn. **Biotit I** liegt in Form brauner Plättchen (max. 2 mm KL) mit einer schräg zu s_2 angeordneten Spaltbarkeit vor. Einige Kristalle umschließen quer zu s_2 orientierte Quarzzeilen, die vermutlich einen älteren Lagenbau (s_1) nachzeichnen. Die häufig zerfetzten oder korrodierten Körner werden von Biotit II (KL max. 2 mm) überwachsen, der die Foliation nachzeichnet. Die scheiterförmigen, hell- bis mittel-braunen Kristalle umschließen Zirkone und Plagioklas. Ti-Anreicherungen befinden sich vorwiegend am Kontakt zwischen den beiden Biotitgenerationen. In den Druckschatten von Granaten haben Biotite z.T. eine olivgrüne Farbe. Maximal 0,2 mm lange, braune Biotit III-Spieße überwachsen Biotit II und damit auch die Hauptfoliation.

Hell- bis mittelgrüne Fe-reiche **Chlorite** definieren die s_3 -Flächen. Zudem entstanden sie durch die retrograde Umwandlung von Granat und Biotit. Ältere Strukturen überwachsene, rosettenförmige Chlorite stehen in Verbindung mit spät gebildeten Reißklüften.

Hellglimmer befinden sich selten in den Randbereichen von Granat. plättchenförmige Hellglimmer I kommen sehr selten vor (DS 93/C 10-1). Die bis zu 1 mm langen Kristalle haben Turmalineinschlüsse und Opakstaubinterngefüge. Der Hauptteil der Hellglimmer liegt in Form von parallel zur Hauptfoliation angeordneten Scheitern (KL 0,1 bis 0,6 mm) vor. Vereinzelt durchstoßen quer zu s_2 stehende Serizitnadeln Biotit und ältere Hellglimmer. Diese zeichnen auch s_3 nach.

Rundliche, in s_2 geplättete und gestreckte **Plagioklase** (opt. 2-, Oligoklas mit An_{20}) mit schmalen polysynthetischen Zwillingen (KL 0,4 mm) sind häufig serizitisiert. In einigen Schliften kann ein älteres Lagengefüge anhand der Orientierung von Plagioklas (und Quarz) nachvollzogen werden.

Von Granat gepanzerter, schwach undulierender **Quarz** (KL 0,1 mm) zeigt gerade Korngrenzen. Syn- s_1 bis syn- s_2 entstandene Quarze (KL 0,2 - 0,4 mm) sind suturiert und weisen x:z-Verhältnisse bis 5:1 auf. In mylonitischen Zeilen erfolgte ein umfassender Zerfall von größeren Altkörnern; zudem entstanden bis 0,05 mm durchmessende Rekristallisationskörner an Quarz/Quarz-Kontakten. Die c-Achsen der Kristalle beschreiben zumeist einen kleinen Winkel mit s_2 . Quarz rekristallisierte auch in s_3 .

Fibrolith bildete sich durch den Zersatz von Biotit syn- bis post- s_2 . **Turmalin** und **Apatit** entstanden synmetamorph.

Scherbandglimmerschiefer: Die grünlichen Glimmerschiefer gehen kontinuierlich aus den Plattengneisen hervor. Die namensgebende zusätzliche Scherbandschar entstand nur in den rasch an Mächtigkeit zunehmenden glimmerreichen, nicht aber in den quarzreichen Lagen. Mikroskopische Untersuchungen ergaben, daß die auf die glimmerreichen Lagen beschränkte Grünfärbung aus der mit der Crenulation verbundenen Chloritisierung makroskopisch deutlich hervortretender Biotit- und Hellglimmerplättchen resultiert. Die Modalbestände gleichen denen der Plattengneise und Granat-Glimmerschiefer.

U.d.M. : Bis über 1 mm durchmessende **Granate** mit schwach gebogenen s_1 aus Quarz-, Hellglimmer- und Erzkörnchen erwarben synrotational Druckschatten aus Quarz, Biotit, Hellglimmer und Chlorit. Die immer fast vollständig chloritisierten Kristalle werden vereinzelt von Hellglimmern durchstoßen.

Dunkelbrauner, plättchenförmiger **Biotit I** (max. 3 mm KL) und diesen z.T. ummantelnder **Hellglimmer I** (KL bis 4 mm) wurde syn- s_2 erheblich deformiert (es entstanden Glimmerfische). Chlorit und Hellglimmer II verfüllten aufgeplatzte Spaltflächen. Die Plättchen schließen oft quer zur Hauptfoliation stehende Quarz-Feldspatzeilen, Turmaline und Erzkörnchen ein. Biotite mit umfangreicher Ti-Entmischung können ihre Eigenfarbe zu braungrünen Tönen hin verändern. Brauner Biotit II (Spieße bis 1 mm Länge) zeichnet die Hauptfoliation nach. In Druckschatten von Granat zeigt Biotit z.T. grüne Farben. Quer zu s_2 stehende Hellglimmerspieße bis 0,2 mm Länge durchstoßen die älteren Biotite.

MgFe-Chlorite entstanden als Zersetzungsprodukte von Biotit und Granat. Die Scherbänder werden durch farblose bis schwach grüne Fe^{II} -Chlorite und Fe-Oxid/-Hydroxidbeläge nachgezeichnet.

Extrem ausgewalzter **Quarz I** (x:z-Verhältnis max. 18:1) blieb nur noch in Form von Altkornumrissen in mylonitischen D_2 -Quarzzeilen erhalten. Diese Körner zerfielen syn- s_2 vollständig zu erheblich suturierten Quarz II (0,15 - 0,25 mm). Quarz III (Durchmesser 0,05 mm) rekristallisierte in den Scherbändern.

Bis 0,5 mm lange, spindelförmige **Feldspäte** (Kalifeldspat und Plagioklas) liegen mit der Langachse in der Foliationsebene.

Idiomorphe, zonierte **Turmaline** bis 0,2 mm Kantenlänge entstanden syn-metamorph mit c bevorzugt in der Streckungsfasern.

Biotit-Kalifeldspat-Augengneis: Der mittelkörnige, mittelgraue Gneis zeigt stellenweise hohe Biotit- oder Feldspatanteile (bis zu 75 Vol.-%). Diagnostisches Kennzeichen sind augenförmige Anreicherungen heller Minerale, die im Feld in zwei Typen getrennt werden konnten: Neben Augen, die oft aus nur einem makroskopisch erkennbaren Feldspat bestehen, kommen wesentlich langgestrecktere "Linsen" vor, die sich aus Feldspat und Quarz zusammensetzen.

Der Mineralbestand von vier Proben variiert nur geringfügig :

Mineral	93/C02-1	93/C04-1	94/C15-1	94/C16-1
Quarz	17	19	21	25
Plagioklas	21	17	25	15
Kalifeldspat	36	35	35	37
Biotit/Chlorit ±Hellglimmer	22	23	17	20
Erz	3	5	-	-

Akzessorien: Apatit, Epidot, Zirkon, Kalzit, Ti-Phase

Amphibol-führender DS:

Mineral	93/C 13-1
Quarz	23
Plagioklas	22
Kalifeldspat	28
Biotit/Chlorit Amphibol	12
Titanit	7
	5

Akzessorien: Epidot, Granat, Kalzit

Die **Augen** bestehen aus zumeist **perthitischem Kalifeldspat** (KL max. 4 mm), der fast immer in Subkörner zerfallen ist. Der Zerfall ging stufenweise vor sich und begann mit der von Foliationsflächen ausgehenden Entmischung von Randmyrmekiten; selten erfolgte gleichzeitig das Eindringen von Hellglimmerspießen und das Sprossen von Chlorit in den Klasten. Mit zunehmender Plättung macht sich ein undulöses Auslöschen bemerkbar, das den Zerfall in Subkörner andeutet. Nach Auflösung des alten Kalifeldspatgitters bildeten sich neue diskrete Korngrenzen zwischen den nun erheblich kleineren Körnern (Durchmesser ca. 0,4 mm), denen zahlreiche kleine Rekristallisationskörner aufsitzen. Ein Teil der neuen Kalifeldspäte zeigt eine Mikroklingitterung. Vor allem randlich und in den Druckschattenbereichen zerfielen die Klasten zu Hellglimmer, Quarz und Plagioklas. Neben den Randmyrmekiten existieren auch intergranulare Myrmekite (PHILLIPS 1974). Die maximale Plättung der Körner erreicht x:z-Verhältnisse von 5:1.

Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat, die in Form und Größe den Körnern in der Matrix entsprechen, bauen die "Linsen" auf. Diese werden dementsprechend als Relikte eines älteren, boudinisierten Lagenbaues interpretiert. Die äquigranulare (ca. 0,2 mm) granoblastisch-nematoblastische Matrix besteht aus hypidiomporphen bis rundlichen Plagioklasen mit polysynthetischen Zwillingen (opt. zumeist 2-, vermutl. Olig), xenomorphen Kalifeldspäten (z.T. Mikroklin) und in der Streckungsfaser orientierten suturierten Quarzkörnern, die in mylonitischen Quarzzeilen erheblich rekristallisieren können. Plagioklas wurde in einigen Schlifften in Serizit umgewandelt; dabei entstand offensichtlich auch Kalzit.

Bis über 1 mm große, prä- bis syn- s_2 gebildete, braune **Biotitplättchen** wurden bei ihrer Orientierung in der Streckungsfaser deformiert. Entlang der Spaltflächen kam es häufig zur Entmischung einer Ti-Phase und zur Umwandlung in zumeist Fe-reichen Chlorit. Randlich drangen syn- s_2 bis syn- s_3 gewachsene braune oder grüne Biotite in die Plättchen ein. Neben diskreten Foliationsflächen, in denen Biotit und erheblich geplättete Quarze konzentriert sind, zeichnen maximal 0,2 mm lange braune Biotit-scheiter ein verzweigtes Gefüge in den feldspatreichen Lagen nach. Zusammen mit den foliationsparallelen braunen Biotiten entstanden **Hellglimmerscheiter** (KL max. 0,4 mm).

Parallel zur Foliation angeordnete Titanitaggregate wuchsen syn- s_2 . In s_3 sproßte Biotit, Chlorit und Quarz. Einer der Kalifeldspat-Augengneiszüge (DS 93/C 13-1) führt partienweise auch **Amphibol**. Diese Lagen sind zudem erheblich an Titanit angereichert und akzessorisch mit Granat versehen.

Die gelben bis dunkelgrünen **Amphibole** (KL der Trümmer bis über 1 mm) wurden zumeist in die Streckungsfaser str_2 eingeregelt und zerrissen. Dabei setzte bereits die Umwandlung in Biotit/Chlorit, Titanit und Kalzit ein. Idio- bis xenomorpher **Titanit** (KL bis 0,5 mm) weist z.T. opake Kerne auf. Die vereinzelt eingestreuten **Granate** (Kornhaufen bis 2 mm Länge) wurden syn- s_2 zerrieben und vom Rand her in Chlorit umgewandelt.

"Quarzite": Die als Quarzit kartierten weißgrauen Bänder und Linsen bestehen tatsächlich zu einem großen Teil aus Feldspäten. Der Unterschied zu den bereits besprochenen leukokraten Gneisen liegt in der geringeren durchschnittlichen Korngröße (0,1 mm) und in höheren Glimmergehalten. Die teilweise extreme Härte der Gesteine resultiert aus dem erheblich verzahnten, äquigranularen Gefüge.

Interessanterweise zeigen diese Gesteine in der generellen y-z-Ebene (vgl. Kap. 2.2.3) eine bedeutendere Überformung als parallel zur Hauptstreckungsfaser. Neben mylonitischen Quarzzeilen, die nachfolgend erheblich rekristallisierten, entstanden Glimmerfische (LISTER & SNOKE 1984) und Brüche in Feldspatklasten, die eine einfache Scherung anzeigen.

Sillimanit-Granat-Feldspat-Biotit-Glimmerschiefer: Zuletzt soll das Gestein, welches die eigentliche Carlavayron im E begrenzt, kurz besprochen werden. Die schmutzig braun-grauen Glimmerschiefer fallen durch lagenweise oder einzeln vorkommende, weißgraue Feldspäte bis ca. 5 mm Länge auf, die eine ältere, isoklinal überfaltete Flächenschar wiedergeben.

Der Modalbestand wurde wie folgt im DS 93/C 10-1 bestimmt:

Granat 5 %, Quarz 12 %, Plagioklas 20 %, Biotit 44 %, Hellglimmer 11 %, sowie Turmalin, Sillimanit (Fibrolith ist im Biotit-Anteil verborgen) und Kyanit.

U.d.M. zeigt sich ein, von braunem **Biotit** dominiertes, nematoblastisch-lepidoblastisches Gefüge. In die mit der Spaltbarkeit quer oder parallel zur Hauptfoliation liegenden Biotite sind gleich angeordnete **Hellglimmer** eingeschaltet.

Das Gestein erhält seine Bedeutung durch das Vorhandensein mehrerer Alumosilikate: Große **Sillimanit**körner (bis über 2 mm lang) entstanden sicher bereits prä- s_2 , da sie asymmetrische, elliptische Formen haben. Ein Teil der Kristalle wird von Hellglimmer umsäumt, der keine zusammenhängende Kristallstruktur aufbauen konnte (Abb. 12c). Gleiches gilt für nur noch reliktsch vorhandenen **Kyanit**. Welches Alumosilikat älter ist, war nicht zu entscheiden. Syn- bis post- s_2 entstand durch die Umwandlung von Biotit **Fibrolith**.

Stets spindelförmiger, bis zu 2 mm langer **Granat**, der Quarz, Plagioklas, Hellglimmer und Biotit bis maximal 0,2 mm Größe einschließt, sproßte prä- bis syn- s_2 und wurde syn- s_2 geplättet und zerrissen.

Die bis zu 5 mm langen, ebenfalls asymmetrischen Plagioklase (Olg - And) wurden serizitisiert, z.T. entstand kristallintern Hellglimmer neu.

2.2.2 Interpretation der prämetamorphen Situation

Plattengneise, Granat-Glimmerschiefer und Scherbandglimmerschiefer gehen wegen ihres Mineralbestandes und ihrer Wechselhaftigkeit sicherlich auf detritische Gesteine zurück. Dementgegen hat der Kalifeldspat-Augengneis offensichtlich ein orthogenes Edukt. Aufgrund der porphyrischen Struktur, der relativen Feinkörnigkeit der Matrix und der geringen Mächtigkeit der Vorkommen handelt es sich vermutlich eher um ein vulkanisches bis subvulkanisches Gestein. Der Mineralbestand impliziert einen intermediären bis sauren Chemismus. Das wiederholte Vorkommen des Bandes geht wahrscheinlich auf die mindestens zweifache isoklinale Überfaltung ein und derselben Lage zurück. Die leukokraten Linsen lassen sich als rhyolitische Gänge oder als Arkosen interpretieren. Gleiches gilt für die kleineren quarzreichen Linsen. Problematisch wird die Bestimmung des Eduktes für die am Kontakt zwischen Scherbandglimmerschiefern und Plattengneisen vorhandenen Quarz-Feldspatlagen, da diese genau den Kontakt nachzeichnen. Da es sich bei den Scherbandglimmerschiefern eindeutig um Scherzonengesteine handelt, könnten die quarzreichen Bänder zur Scherzone gehörige Quarz-Feldspat-Mylonite sein. Allerdings zeigen sie einen anderen Schersinn an als die unterlagernden Scherbandglimmerschiefer.

Festzuhalten bleibt, daß die Gesteine der Carlaveyron eine magmatisch (vermutlich vulkanisch) beeinflusste, metapelitische Abfolge repräsentieren.

2.2.3 Deformation

Die Deformationsanalyse im Östlichen Gneiskomplex fügt den Untersuchungen im Westlichen Gneiskomplex wichtige Informationen hinzu. Aufgrund der sehr guten Aufschlußverhältnisse auf der Carlaveyron konnte dort die Hauptdeformation detailliert studiert werden.

Gefüge der ersten Deformation kommen nur noch als gegen das $s_{e(=2)}$ verstellte Interngefüge in Granat vor. s_2 streicht um N - S und fällt steil nach E, seltener nach W ein (Abb. 13 u. 14). Alle lithologischen Kontakte verlaufen parallel zur Foliation. Um W - E streichende oder flach nach E einfallende Flächen stehen in Verbindung mit nachfolgenden Deformationen.

In den feinkörnigen Biotitgneisen der Carlaveyron waren Diskontinuitätsflächen zu beobachten, an denen s_2 -Flächen im Winkel von 5° bis 15° gegeneinander grenzen, wobei die Diskontinuitätsfläche parallel zu einer der beiden Scharen verläuft (Abb. 14). Entsprechend PASSCHIER et al. (1990) werden diese Diskontinuitäten als foliationsparallele duktile Scherzonen interpretiert. Zusätzlich wurden s_2 -Flächen zwischen, nach der Quarzgangmethode von VOLL (1960) ebenfalls als s_2 anzusprechenden, Flächen makrolithonartig isoliert (Abb. 14). Die Bildung all dieser Flächen während einer, von anderen Deformationen abtrennbaren, Deformations-"Phase" D_2 belegt deren progressiven Charakter.

Im Winkel von etwa 15° gegen den Uhrzeigersinn zu s_2 stehende Flächen $s_{2,1}$, die entweder in s_2 übergehen oder dieses überschneiden können, und an denen Quarzsegregate relativ sinistral versetzt werden, belegen eine bevorzugte Dehnung in N - S. Mit Hilfe dieser Flächen kann die Position der δ_1 -Achse des syn- D_2 wirksamen Stressfeldes genauer festgelegt werden: Sie stand subvertikal zu s_2 in WSW/W - ENE/E. Im Mikroskop erkennbare zusätzliche D_2 -Flächen mit gleichem oder entgegen-gesetztem Schersinn wie die Hauptfoliation bestätigen die Position der Stressachsen.

Das häufig nur schwach ausgeprägte Streckungslinear taucht subhorizontal nach N oder S ab und belegt zusammen mit steil nach NNW bis N bzw. SSE bis S einfallenden Reißklüften ebenfalls eine syn- D_2 wirksame Hauptdehnung um N - S. Quarzgefüllte Reißklüfte können wenige mm bis über 1 m mächtig und mehrere 10er m lang werden.

B_2 -Faltenachsen verlaufen parallel zum Streckungslinear in Richtung der Hauptextension um N - S. Die zumeist durch überformte s_{1a} -Quarzgängchen nachgezeichneten Falten waren nur sehr selten meßbar.

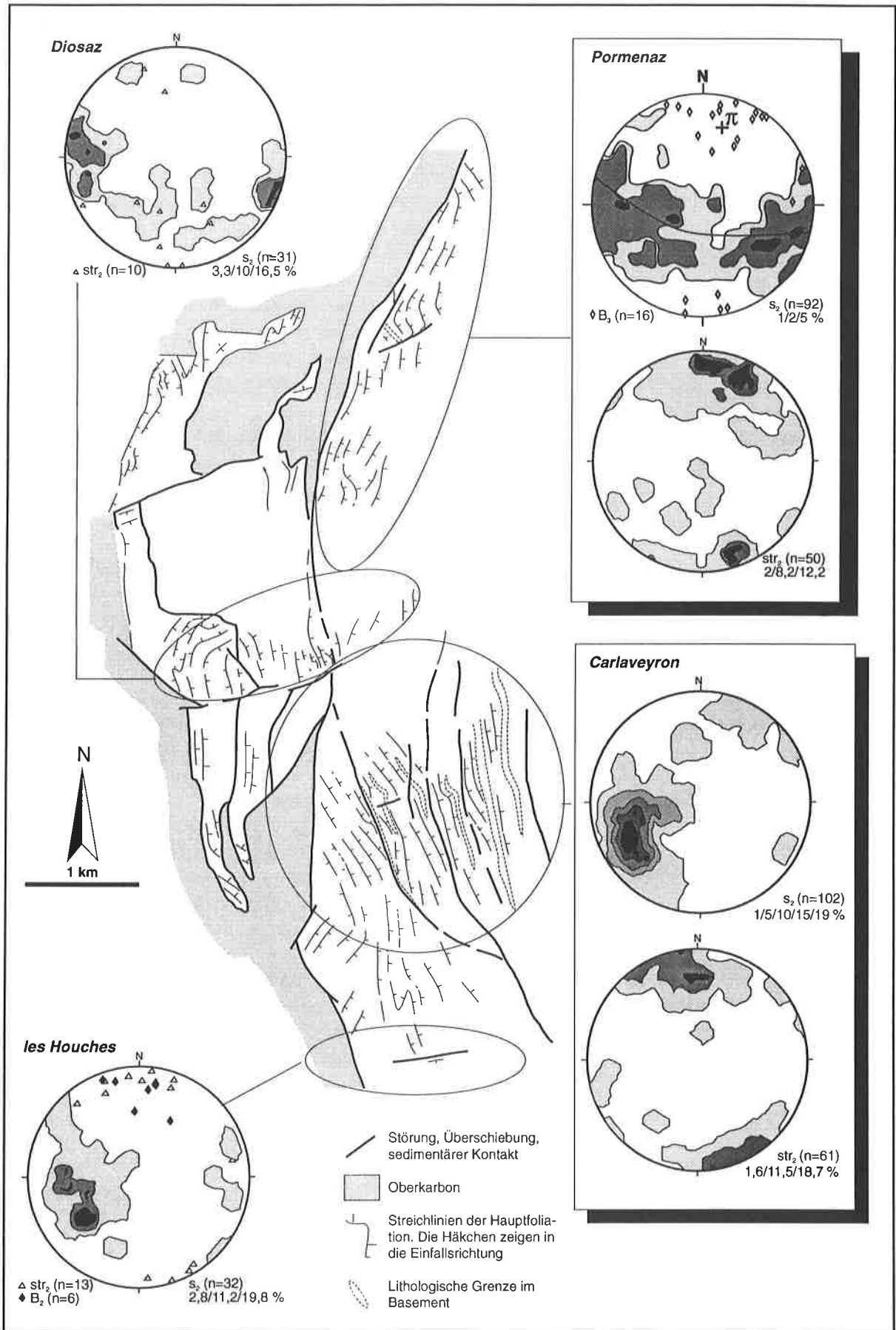
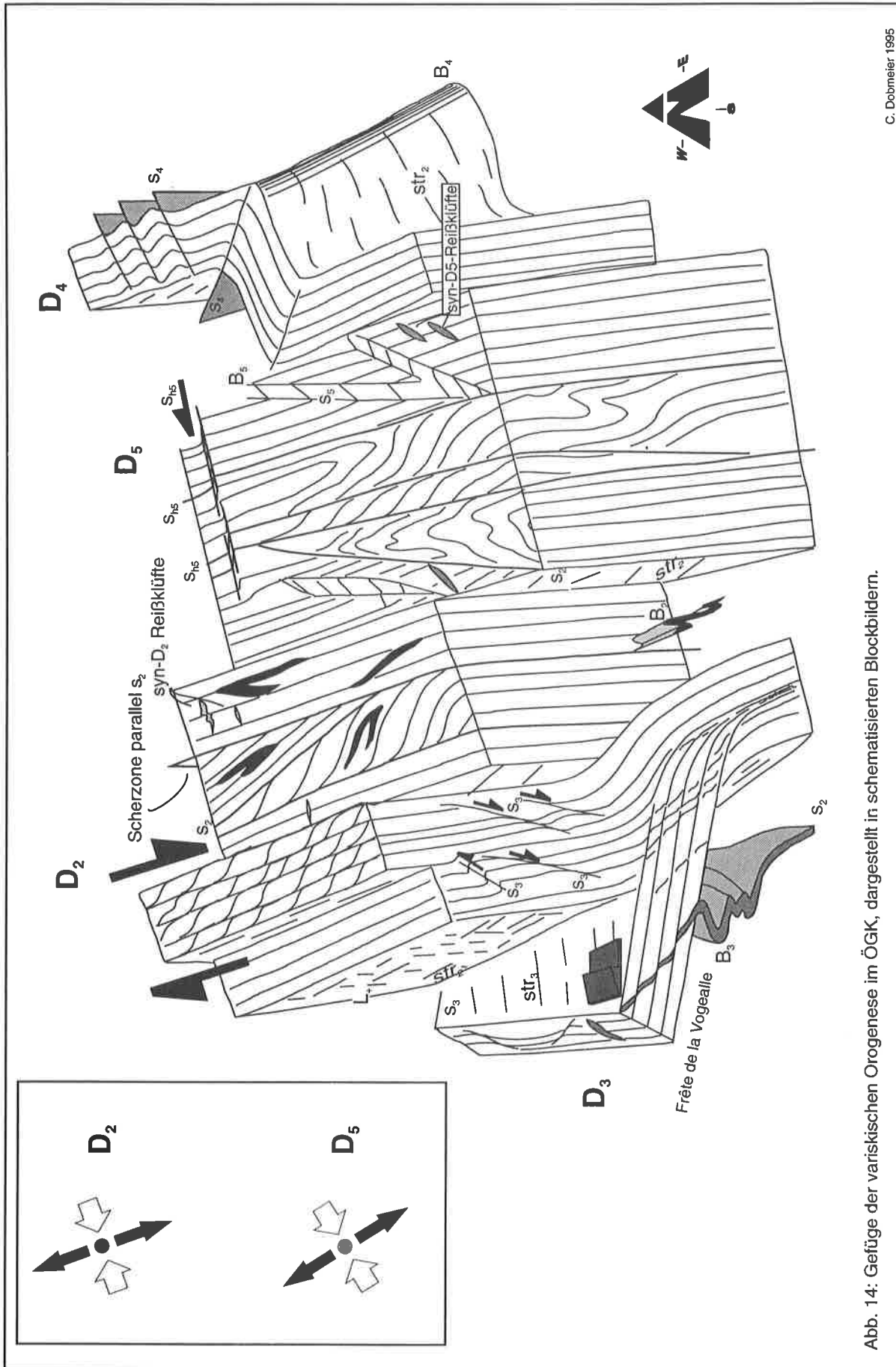


Abb. 13: Streichlinienkarte des Östlichen Gneiskomplexes (unter Einbeziehung des Pormenazgranites).



C. Dobmeier 1995

Abb. 14: Gefüge der variskischen Orogenese im ÖGK, dargestellt in schematisierten Blockbildern.

Als Schersinnindikatoren kommen vor allem asymmetrische Druckschatten, Streckungshöfe und rotierte Klaster, Intergefüge in syn-D₂ rotierten Granaten, orientierte Quarzgefüge, Deformationen von Schichtsilika-

ten und relative Schersinne an D_2 -Flächen durch Überschneidung älterer bevorzugter Kornorientierungen vor. Alle ergeben übereinstimmend eine generelle non-koaxiale Überformung bei relativ dextralem Schersinn (vgl. Kap. 2.1.4).

Für die nachfolgenden Deformationen existieren keine gegenseitigen mesoskopischen Überschneidungskriterien. Die vorgestellte relative Abfolge beruht allein darauf, daß in den unterkarbonischen Gesteinen und im Grüngesteinskomplex westlich der Arve die Faltenachsen der nachfolgend als D_3 bezeichneten Deformation in ihrer Orientierung durch eine spätere Faltung um steilstehende Achsen verstellt werden.

Die flach nach E bis SE abtauchende **Crenulationsschieferung** s_3 ist vor allem für die Bildung der Scherbandglimmerschiefer im Bereich der Frête de la Vogealle von Bedeutung. Die Scherbandglimmerschiefer befinden sich unterhalb mehrerer, wenige dm bis maximal 2 m mächtiger quarzitischer Lagen, die s_2 im flachen Winkel schneiden. Glimmerschiefer und quarzitisches Gesteine werden als Scherzone angesehen, auf die s_2 eingeschleppt wird (Abb. 14; Anlage 1, Profil E-E'). Die Scherzone fällt zum Talboden hin zunehmend steiler ein und verläuft schließlich parallel zu s_2 .

In den Scherbandglimmerschiefern steht die Crenulation in Zusammenhang mit einer generellen Überschiebung des Hangenden nach W, vermutlich parallel zum nur sehr selten auf den Crenulationsflächen ausgeprägten Streckungslinear, das nach NE bis E abtaucht. Der Schersinn wird mikroskopisch durch die Reorientierung des syn- s_2 gebildeten Lagenbaues sowie durch die Deformation von Biotitklasten eindeutig angezeigt (Abb. 12d). Mit größer werdendem Abstand von der Scherzone nimmt die Dichte der Crenulationsschieferung s_3 ab und enge bis isoklinale, stets ostvergente Falten, deren Kurzschenkel wenige cm bis mehrere m lang sein können und eine zur Crenulationsschieferung parallel verlaufende Achsenflächenschieferung haben, gewinnen an Bedeutung. Die Achsen der Falten tauchen flach nach N bis NE ab. (Abb. 14)

Im Dünnschliffen wird deutlich, daß neben der makroskopisch sichtbaren Crenulationsschieferung zusätzliche Flächen entstanden. Zwischen den synthetischen Flächen (und selten diese überschneidend) wurden antithetische Flächen mit entgegengesetztem Schersinn angelegt, die steil nach W einfallen. Diese Flächen konnten makroskopisch nur sehr vereinzelt gefunden werden (GP 101). Weiterhin kommen im flachen Winkel zur Crenulationsschieferung liegende Flächen mit gleichem relativen Schersinn vor. Viele der s_3 -Flächen fasern splayartig auf.

In den überlagernden quarzitischen Gneisen fällt die penetrative Hauptfoliation mit etwa 65° nach ENE ein. Die subhorizontale str_2 ist nur schwach ausgebildet. In Dünnschliffen zeigt sich (Quarzdeformation, Glimmerschiefer) daß die Scherung hauptsächlich in der yz-Ebene, also in der Subvertikalen erfolgte.

Das bereits in Kapitel 2.1.4 erwähnte, steilstehende Linear str_+ läßt sich östlich der Arve wesentlich häufiger beobachten. Die Beziehung zwischen str_2 und str_+ ist zumeist nicht eindeutig festzulegen, doch scheint es sich so zu verhalten, daß str_+ die D_2 -Streckungsfaser überschneidet. Die Zuordnung von str_+ zu einem bestimmten Deformationsakt gestaltet sich als äußerst problematisch, zeigen die Lineare in den einzelnen Homogenbereichen doch sehr unterschiedliche bevorzugte Orientierungen (Abb. 18). Prinzipiell kann auch an eine Zuordnung zur alpinen Deformation gedacht werden. Dem steht allerdings die Beobachtung entgegen, daß es sich z.T. um ein Kornregelungslinear handelt, das durch Biotit nachgezeichnet wird (WIRSING mndl. Mitt., eigene Beobachtungen). Dieses Mineral dürfte aber wegen der maximal erreichten Temperaturen von 275°C bis 290°C (VON RAUMER 1974, eigene Untersuchungen) alpin nicht mehr entstanden sein.

Im Homogenbereich der Carlaveyron gemessene Lineare ergeben eine unimodale Verteilung mit einem Schwerpunktvektor von 40/61 als bevorzugte Abtauchrichtung (Abb. 18). Diese Vorzugsorientierung entspricht der Abtauchrichtung der D_3 -Lineare. In den anderen Homogenbereichen des Östlichen Gneiskomplexes fehlt diese Koinzidenz weitgehend. Allerdings wurden die s-Flächen nachfolgend intensiver überformt, so daß das Fehlen der Übereinstimmung ein sekundärer Effekt sein kann.

In den quarzitischen Gesteinen der Carlaveyron war schließlich in Schnitten parallel zur generellen yz-Ebene zu erkennen, daß prä- bis syn- s_2 die Hauptverformung (mylonitische Quarzzeilen mit ECC-Gefügen n. PLATT & VISSERS 1980) mit einer Dehnung der Gesteine um SW - NE zusammenhing und nicht mit der im allgemeinen prägenden Scherung in N - S. Die ECC-Flächen fallen ca. 30° steiler als s_2 (=subvertikal) ein und weisen stets einen dextralen relativen Schersinn auf. Dementsprechend kann das steil nach E bis NE

abtauchende Linear L_+ der Hauptdeformation D_1 - D_2 zugeordnet werden.

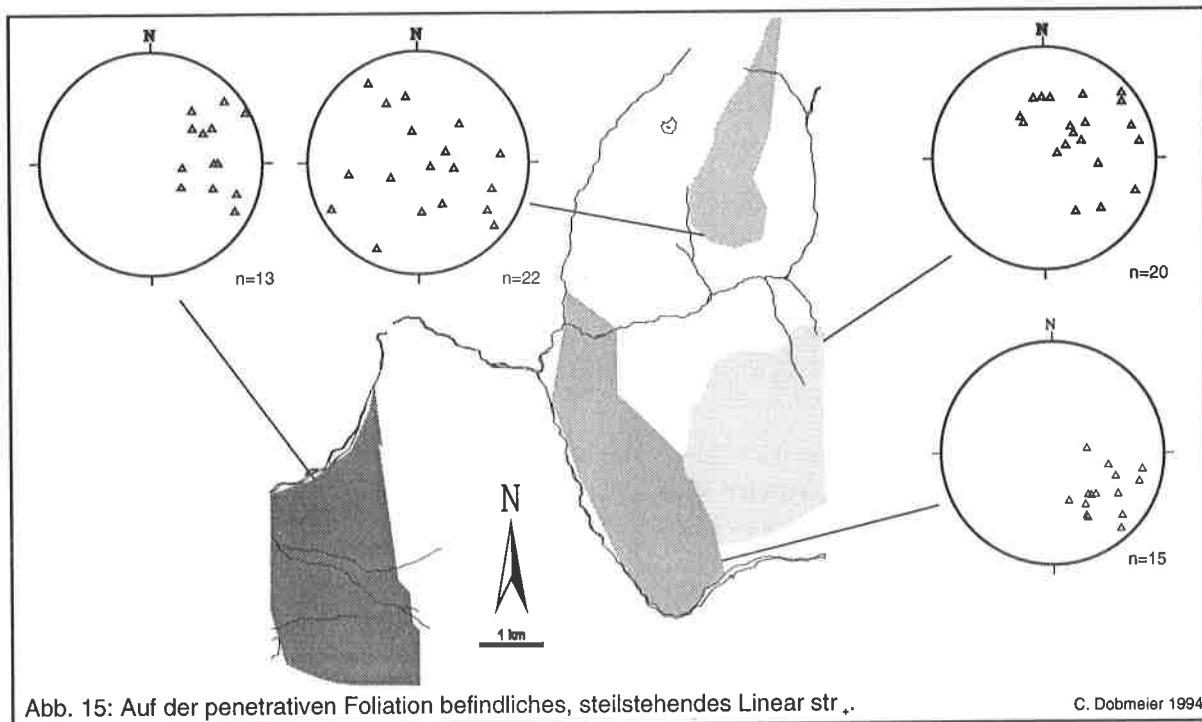


Abb. 15: Auf der penetrativen Foliation befindliches, steilstehendes Linear str. .

C. Dobmeier 1994

Unabhängig von der Crenulationsschieferung wurde s_2 um steilstehende Faltenachsen ("B₄") gewickelt. Der Maßstab, in dem diese stets offenen Falten vorliegen, variiert zwischen wenigen cm und mehreren 10er Metern, wobei die um W - E verlaufenden Schenkel der Falten die wesentlich kürzeren sind (Abb. 19). In der Streichlinienkarte läßt sich in der Diosaz-Schlucht eine Großfalte (Kurzschenkel über 100 m lang) nachvollziehen.

Die zugehörige Achsenflächenschieferung s_4 fällt subvertikal nach SSW bzw. NNE ein. Zudem kann eine nur vereinzelt entwickelte, subvertikal nach SSE einfallende Crenulationsschieferung dieser Deformation beige stellt werden.

Weiterhin kommen semiduktile bis diskrete, steilstehende Störungen vor, die um NNW-SSE bis WSW-ENE streichen und immer einen dextralen relativen Schersinn aufweisen. Zu diesem Störungssystem gehört m.E. auch eine über mehrere 100 m verfolgbare, nach ca. 50° streichende semiduktile Störung der Montagne de Pormenaz. Zudem können diesem System die ebenfalls NE-SW streichenden dextralen Störungen des WGK zugeordnet werden. Zusammen mit Reißklüften (Einfallen nach NW bis NNW) ist die Festlegung der subhorizontale σ_1 in WSW - ENE möglich.

An die Störungszonen sind Knickbandscharen gebunden, die NNW - SSE/NNE - SSW und NE - SW streichen (Abb. 19). Die steilstehenden Achsen der Knickfalten und die generell N - S streichenden Knickbänder verlaufen parallel zu den cm bis m großen Knickfalten und deren Achsenflächen, die abseits der Störungen aufgeschlossen sind (Abb. 19). Dementsprechend werden alle Knickfalten zur selben Deformationsphase gestellt.

Die Knickfalten wurden wiederholt der alpinen Deformation zugeordnet (zuletzt BUJAN 1989, SCHULZ & VON RAUMER 1993). Allerdings verlaufen die assoziierten Störungen parallel zur Hauptfoliation und das Stressfeld entspricht ebenfalls dem der spätvariskischen Deformation. Weiterhin wird die Achsenflächenschieferung der Knickfalten im Mikroskop z.T. durch neugesproßten Muskovit nachgezeichnet. Quarz verhielt sich in den Faltscheiteln - wie auch in allen vorangegangenen Deformationen - plastisch. Somit entstanden die Knickfalten eindeutig während der variskischen Orogenese.

Im Vergleich zwischen der Orientierung der D_2 -Gefüge und der als letzte Überformung betrachteten semiduktilen Deformation D_5 sowie der für beide "Phasen" definierten Stressfelder wird deutlich, daß sich die Position der Hauptnormalspannung während der gesamten Deformation nicht wesentlich verändert hat (Abb. 14). Eine scheinbare Ausnahme hierzu bildet die, für die Anlage der Crenulationsschieferung s_3 verantwortliche

Deformation D_3 , da die s -Flächen zumeist subhorizontal liegen und somit eine subvertikale Lage von σ_1 zu fordern ist. Allerdings ist darauf hinzuweisen, daß im Bereich der Frête de la Vogetalle die Hauptfoliation s_2 ebenfalls sehr flach nach E einfällt, und daß die D_3 -Scherzone nach unten hin zunehmend steiler einfällt, d.h. subparallel zu s_2 . Eventuell handelt es sich bei D_3 um einen zu D_2 subsequenten Deformationsakt, wobei in einem trans-pressionalen Stressfeld nach oben hin flacher werdende Aufschiebungen im Stil einer flower-structure angelegt wurden.

Die Gefüge reichen von solchen, die aus mittel- bis hochgradig metamorphen Arealen bekannt sind (D_2) bis zu solchen, die an der Plastizitätsgrenze entstehen (D_5). Zusammen dokumentieren sie die Abnahme der P-T-Bedingungen im Verlauf der Gesamtüberformung in einem stationären Stressfeld.

2.2.4 Metamorphose

Wie in Kapitel 2.1.5 wird im Folgenden die Abschätzung des Metamorphoseverlaufes und der P-T-Bedingungen anhand der mikroskopisch beobachteten Mineralparagenesen vorgenommen. Geothermobarometrische Kalkulationen, die auf Mikrosondenanalysen basieren, befinden sich in Kapitel 6.1.

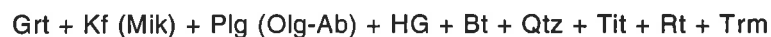
Bereits vor Anlage der penetrativen Foliation s_2 existente Paragenesen können wegen der erheblichen Überformung aller älteren Gefüge strukturell nicht exakt definiert werden. Deshalb wurden sie zur Paragenese prä- s_2 zusammengefaßt.

Diese setzt sich insgesamt aus



zusammen. Damit gehören ihr im wesentlichen Minerale der Amphibolitfazies an. Orthoklas befindet sich nur im Biotit-Kalifeldspat-Augengneis, in dem er bereits primär vorhanden gewesen sein dürfte. Leider war nicht nachvollziehbar, ob Kyanit vor oder nach Sillimanit entstand, obwohl dem große Bedeutung für die Rekonstruktion des P-T-Pfades zukommt. Wäre Sillimanit älter, so wäre ein Segment des prograden Pfades überliefert worden. Umgekehrt ergäbe sich das Wachstum von Sillimanit nach der Kyanit-Entstehung aber vor der Umwandlung von Biotit in Fibrolith im Verlauf einer Druckentlastung (Abb. 16).

In der Hauptfoliation s_2 befindet sich die Paragenese



Das Wachstum von Granat und Mikroklin endete bereits syn- s_2 . Neben braunen Biotiten wurden auch grüne Kristalle beobachtet.

Die Farbe von Biotit steht prinzipiell in Abhängigkeit zu den Gehalten an Fe und Ti (HALL 1941): Braune Farben gehen auf hohe Ti-Gehalte zurück, während hohe Fe-Gehalte (bei niedrigen Ti-Gehalten) grüne Töne erzeugen. Die Varianz der Grüntöne wird zudem vom MgO-Gehalt beeinflusst. CHINNER (1960) zeigte außerdem, daß bei steigendem $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis - also zunehmender Oxidation - vermehrt Ti in die Biotite integriert werden muß, um eine braune Farbe zu erhalten.

Im Unterschied zum Westlichen Gneiskomplex ist im Östlichen Gneiskomplex die Grünfärbung von Biotit nicht auf die sekundäre Entfernung von Ti aus dem Kristallgitter beschränkt. Olivgrüne Biotite sproßten syn- s_2 gleichzeitig mit braunen Biotiten. Allerdings befinden sich die grünen Körner stets in Kontakt mit Granat. Die Zonierungsprofile von Granatkristallen zeigen, daß der Ti-Gehalt bei fallenden Temperaturen zunimmt (vgl. Kap. 6.1.3 und Tab. 10). Gleichzeitig gaben die Granate Fe und Mg an Biotit ab. Die retrograden Ränder der Kristalle, die in unmittelbarem Kontakt mit den Biotiten stehen, könnten demzufolge für die Grünfärbung der Biotite verantwortlich sein, indem sie den Biotiten Ti entzogen haben bei gleichzeitiger Erhöhung der Fe- und Mg-Gehalte im Biotit.

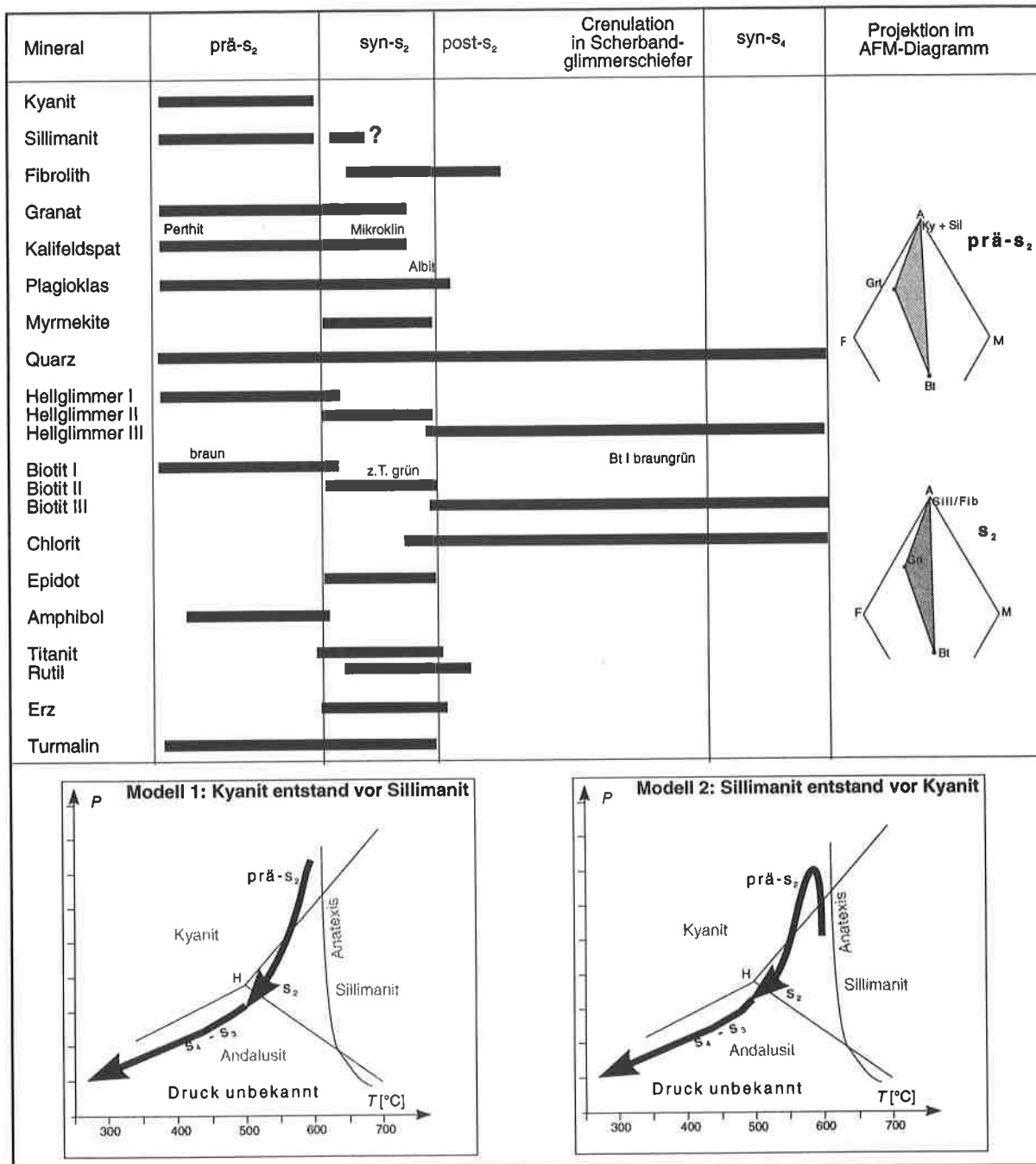


Abb. 16: Darstellung des Bezuges zwischen Deformation und Mineralwachstum sowie der entsprechenden metamorphen Paragenesen im AFM-Dreieck im ÖGK. Die beiden vorgeschlagenen P-T-Pfade resultieren allein aus der Abfolge der Mineralparagenesen. Die Drücke sind nur unzureichend bestimmt.

Offensichtlich handelt es sich dabei um einen Effekt, der nur in der engsten Umgebung der Granate auftritt. Das aus dem Kristallgitter entfernte Ti bildete innerhalb der Biotite körnigen Titanit, der sich vor allem entlang der Kontakte zu neugesproßtem Biotit konzentriert, und feinstnadelige Sagenitgitter aus Rutil (vgl. Kap. 2.1.5).

Petrologisch interessant erscheint die beobachtete Umformung von Biotit in Hellglimmer und Erz. Bei Wahl der reinen Endglieder Annit und Muskovit ergibt sich als mögliche Reaktion



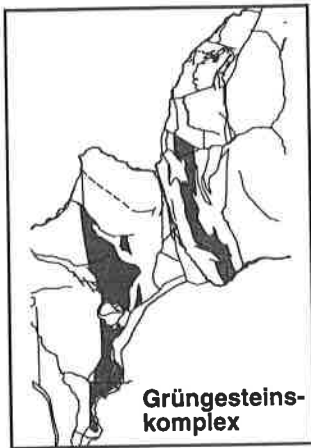
Das zusätzlich benötigte Aluminium läßt sich am leichtesten aus Alumosilikaten beziehen, die durch die Fibrolithisierung der Biotite reichlich vorhanden sind. Leider war die Neubildung von SiO_2 in unmittelbarer Nachbarschaft der Reaktionsfront nicht zu beobachten, wohingegen reichlich Erz vorkommt.

In s_3 und s_4 bildete sich noch vereinzelt Serizit und Biotit, im wesentlichen aber nur noch Chlorit. Quarz rekristallisierte in den Scherbahnen; in Scharnieren kam es zu Kornvergrößerungen bei gleichzeitigem plastischen Verhalten der Kristalle.

Auffälligerweise entstanden in den Gesteinen des Östlichen Gneiskomplexes erheblich weniger Reißklüfte während der Deformation als im Westlichen Gneiskomplex. Zudem treten H_2O -benötigende Reaktionen wie die Serizitierung der Feldspäte oder die Chloritierung von Biotit an Umfang wesentlich zurück. M.E. könnte dies ursächlich mit Fluiden und deren unterschiedlicher Komposition, Aktivität, etc. in beiden Gneiskomplexen zusammenhängen. Daten hierzu liegen nicht vor.

Die retrograden Umwandlungen entsprechen denen im Westlichen Gneiskomplex.

3 DER GRÜNGESTEINSKOMPLEX



Grüngesteine kommen in zwei mächtigen Streifen (Mächtigkeit 500 bis max. 1000 m) links und rechts der Arve vor. Rechts der Arve reicht das Vorkommen von der Tête de la Fontaine (östlich von Servoz) über le Betty bis zum Bahnhof von les Houches. Das westliche Vorkommen streicht von der Tête Noire über den Prarion bis nach le Champel im Bon-Nant-Tal. Weiterhin sind Gesteine des Grünschieferkomplexes (GGK) in bis zu mehrere 100 m langen und 10er m mächtigen Linsen in die hangenden Metaklastite eingefaltet (GP 150).

3.1 Petrographie der Grünschiefer

3.1.1 Petrographische Beschreibung der Grünschiefer

Da sich das Vorkommen aus vielen, petrographisch und strukturell-texturell verschiedenen Gesteinen zusammensetzt, erschien es nicht angeraten, Einteilung und Beschreibung der Gesteine allein nach ihrem Mineralbestand vorzunehmen, da dies zu einer unzulässigen Vermengung geführt hätte. Einen Ausweg bot die Zusammenfassung der Gesteine eines geochemischen Profiles bzw. eindeutig korrelierbarer lithologischer Typen. Die Lage der Profile (GP 001, 024, 090, 094) und der Einzelproben ist in Abb. 69 und 70 (Koordinaten in Tab. 4) abgebildet; der beschreibende Teil setzt mit dem nördlichsten Profil ein. Die chemische Zusammensetzung der Kristalle wird im Kapitel 6.2 gesondert behandelt.

Diosaz-Schlucht (Profil GP 094, geochemische Analysen 92/094-1G bis -5G, 93/094-AR)

Weißgraue, wenige mm dicke, aus Feldspat und Quarz bestehende Lagen zeichnen den metamorphen Lagerbau der hell- bis mittelgrünen, feinkörnigen Gesteine nach. Auf den planaren Foliationsflächen befinden sich Chloritapeten, in die in der Streckungsfaser orientierte Amphibolnadelchen eingebettet sein können. Weiße, Feldspatklasten lassen die porphyroklastische Struktur der Gesteine bereits makroskopisch erkennen.

Anhand der Modalbestände wird die Wechselhaftigkeit der Zusammensetzung deutlich:

Mineral ¹	92/094-1G	92/094-2G	92/094-3G	93/094-AR	92/094-4G	92/0945G
Albit-Klasten	12	5	6	5	9	8
Plg-Matrix	40	41	38	33	53	41
K-Feldspat	?	5	?	?	-	-
Amphibol	-	-	-	19	23	A
Epidot	-	1	18	22	3	32
Chlorit	12	28	27	12	4	12
Quarz	30	7	6	A	5	5
Serizit	4	3	-	-	-	-
Akzessorien	Cc, Erz	Tit, Cc	Ti-Phase, Cc, Erz	Ti-Phase 5 Erz 2	Ti-Phase Erz, Cc	Ti-Phase Erz, Cc

¹ Die Modalbestände sind immer in Flächen-% angegeben.

U.d.M. zeigt sich, daß die immer vorhandenen Plagioklas-Porphyroklasten in einer granoblastischen Matrix schwimmen, die sich aus Plagioklas, Epidot, Chlorit und Quarz zusammensetzt. Zudem können Amphibole oder Kalifeldspäte präsent sein.

Für das gesamte Profil sind **Albit-Porphyroklasten** (KL bis 2 mm) charakteristisch, die polysynthetische Zwillinge aufweisen (Abb. 18a). Diese entstanden im wesentlichen durch mechanische Verzwillingung. Oft kommen Verzwillingungen nach mehreren Gesetzen vor. In asymmetrischen Druckschatten in str_2 einrotierter Klasten sproßten etwa 0,1 mm große Albite neu. Klasten, die von parallel zur Foliation streichenden Scherbahnen durchzogen werden, rekristallisierten entlang dieser (KL max. 0,05 mm). In Streckungsbereichen zwischen zwei Kristallfragmenten bildete sich neben Plagioklas und Quarz Amphibol, Epidot und Chlorit. Diese drei Minerale drangen auch vom Rand her in die Klasten ein; Karbonat verfüllte Risse. Einige Klasten zeigen eine plastische Deformation an. Viele **Matrix-Plagioklase** (KL 0,05 - 0,2 mm) besitzen die gleichen optischen Eigenschaften wie die Klasten. Ausschließlich in der mylonitischen Probe 92/094-5G war zu beobachten, daß einige Kristalle von Klinozoisitsäumen gepanzert oder saussuritisert wurden. Die oft in str_2 ausgelängten Körner grenzen mit geraden Kontaktflächen aneinander. Einige leistenförmige, optisch 2- Klasten zeigen nur einfache Zwillinge. Hierbei handelt es sich vermutlich um **Kalifeldspäte**.

Stets suturierte **Quarze** (KL 0,05 - 0,15 mm) undulieren erheblich. Das Mineral, das außer im Schliff 92/094-1 nur akzessorisch vorkommt, befindet sich in s_1 -Mikrolithons und in s_2 .

Die Proben 92/094-4G, -5G und 93/094-AR enthalten mehrere **Amphibolgenerationen**. Die grünblaue bis mittelgrüne erste Generation (Amp I) (KL 0,2 ->1 mm) entstand zumeist in Streckungsbereichen innerhalb der Plagioklasklasten, kommt aber auch in der Matrix vor. In Inneren der Kristalle befinden sich idiomorphe Titanite, die zusammen mit Epidot und Karbonat in mikrokristallinen Filzen auch an den Rändern von Amphibol I und Amphibol II anzutreffen sind. Mit der c-Achse in der str_2 orientierte, ebenfalls grünblaue bis mittelgrüne Fortwachsungen Amphibol II von Amphibol I wurden noch syn- D_2 leicht deformiert. In den aufgeplatzten Spaltbarkeiten sproßte Chlorit. Amphibol I und II wurden z.T. fleckig in Aktinolith umgewandelt oder pseudomorph durch Epidot ersetzt. Parallel zur str_2 angelegte, farblose bis schwach gelbgrüne Amphibolnädlechen (Aktinolith, KL ~ 0,1 mm) drangen in beide Amphibolgenerationen und in Plagioklas randlich ein.

Die **Epidotgruppe** ist mit Epidot und Klinozoisit vertreten. Maximal 0,1 mm durchmessende Körner von Epidot I zeigen einen Zonarbau mit Fe-reichem Rand. Einige dieser Körner erhielten zu einem späteren strukturellen Zeitraum Anwachsungen (Epidot II). Mengenmäßig am häufigsten ist Epidot in den bereits erwähnten Filzen enthalten.

Hell- bis mittelgrüner **Chlorit** entstand erstmals syn- s_2 . Die bis 0,4 mm langen Scheiter oder Blätter enthalten fast immer kleinstkörnige Titanite. Die Chlorite griffen Amphibol I/II an. Der Chemismus der Kristalle hängt offenbar vom Gesteinschemismus ab: in den SiO_2 -reicheren Proben 92/094-1G und -2G kommen Mg-reiche Chlorite vor, während in den basischeren Gesteinen Fe-reiche Chlorite dominieren. Allein Chlorit zeichnet auch s_3 nach.

Hellglimmer tritt nur als syn- s_2 gesproßtes Akzessorium auf. Stets sekundär gebildeter Kalzit verheilte Risse in Plagioklasen und Amphibolen.

le Betty (GP 002, geochemische Analysen 92/002-1G und -2G) und **le Coupeau** (GP 095, geochemische Analysen 92/095-1G und -2G)

Das Profil 002 befindet sich an der W-E verlaufenden Fahrstraße bis kurz vor den Ortseingang von le Betty. Auf etwa 220 m Profillänge stehen abwechselnd dunkelgrüne, feinkörnige Schiefer und mittel- bis dunkelgrüne oder blaugrüne, gebänderte Schiefer mit mm mächtigen weißen Feldspatlagen an. Die Bänder können zugunsten einzelner Feldspatklasten zurücktreten, so daß ein porphyrisches Gefüge entsteht. In den feinkörnigen Gesteinen existieren parallel zur Foliation verlaufende quarzreiche Lagen. Zwei linsige Vorkommen oberkarbonischer Gesteine belegen die alpine Überformung der Abfolge (vgl. DOBMEIER 1996). Die Entnahmepunkte der beiden feinkörnigen Proben für die geochemischen Analysen liegen am westlichen Ende des Aufschlusses knapp unterhalb von Metagrauwacken.

Zwei Proben zur geochemischen Analyse der gebänderten Gesteine stammen vom Aufschluß 095, der sich an der Fahrstraße etwas unterhalb von le Coupeau befindet. Der kontinuierliche Übergang vom feinkörnigen zum gebänderten Typ wurde in Probe 92/002-2G erfaßt. Die Modalbestände zeigen deutlich die Unterschiede

zwischen den beiden Typen. Für den Dünnschliff 92/002-2G wurden drei Werte angegeben, die den Gehalten im feinkörnigen Bereich, im grobkörnigen Bereich und für den Dünnschliff insgesamt entsprechen.

Mineral	92/002-1G	92/002-2G fk	92/002-2G gk	92/002-2G Σ	92/095-2G
Plagioklas	20	19	51	41	47
Quarz	11	-	23	15	13
Chlorit	52	65	23	37	A
Opak-Phase	17	16	3	7	A
Amphibol	-	-	-	-	6
Epi-Gruppe	-	-	-	-	13
Akzessorien	-	-	-	-	Tit, Erz, Ab

U.d.M.: Maximal 3 mm lange, hypidiomorphe bis xenomorphe **Albit-Porphyrklasten** befinden sich fast ausschließlich in den grobkörnigen, chloritarmeren Bereichen des Profils. Die größten Klasten weisen sehr breite Zwillingslamellen nach mehreren Zwillingsgesetzen und eine Kern (2-) - Rand (2+) -Zonierung auf. Kleinere Klasten sind immer Albite. Die Klasten wurden wesentlich stärker mechanisch beansprucht als die optisch vergleichbaren Klasten des Profils 094. Einzelne Kristalle rekristallisierten (KL max. 0,05 mm) in internen Scherbahnen. Kleine Kristalle (KL max. 0,1 mm) verheilten Risse. Streckungshöfe und Druckschatten bestehen aus Quarz und zu geringen Anteilen aus Albit und Epidot. Im Innern der Kristalle lassen sich Aggregate feinsten Nadeln (0,05 mm lang, farblos, möglicherweise Apatit) und kleine Kristalle (< 0,05 mm) der Epidotgruppe beobachten. Die umgebende Matrix (KL~0,1-0,2 mm) setzt sich aus rundlichen oder ausgelängten **Albiten** und suturierten, undulösen **Quarzen** zusammen. Die erheblich rekristallisierten Quarze konzentrieren sich in s_2 -parallelen Lagen und in haarfeinen Rissen, die senkrecht auf s_2 stehen; die c-Achsen variieren bevorzugt um str_2 . Im Vergleich der Modalbestände fällt auf, daß Quarz im Zuge der metamorphen Materialsegregation fast vollständig aus den feinkörnigen, chloritreichen Lagen abgeführt worden ist.

Mittelgrüne Mg- und Fe-**Chlorite** (0,1 - 0,3 mm) zeichnen in den feinkörnigen Partien ein phyllonitisches Gefüge nach. In diesem orientiert gewachsenen Filz ist immer eine feinstkörnige, farblose, opake Phase eingebettet, bei der es sich vermutlich um eine Ti-reiche Phase (? Titanit/Rutil) handelt (vgl. GODIZART 1989). In den chloritarmeren Partien zeichnen einzelne Scheiter und Spieße s_2 nach. Selten sind Mg-reiche Spieße in s_1 angeordnet. Das häufige Ummanteln von Mg-reichen durch Fe-reiche Chlorite und das alleinige Vorhandensein Fe-reicher Chlorite in späten Brüchen und in s_3 -Flächen belegt die Bildung der Fe-reichen Kristalle nach den Mg-reichen Chloriten.

Eine erste, hellgrüne bis blaugrüne **Amphibol**generation liegt mit c bevorzugt senkrecht zu s_2 . Die etwa 0,2 mm durchmessenden Kristalle weisen intrakristalline Ti-Entmischungen auf. Wenige Individuen besitzen zudem grünbraune Kerne und lindgrüne bis farblose, schmale Ränder (Abb.II-15a). Mit der c-Achse parallel zu str_2 sproßten maximal 0,4 mm lange hellgrüne, zuweilen auch farblose Nadeln. Diese können sich auch in Druckschatten um Plagioklas befinden. Randlich grenzen immer Minerale der Epidotgruppe an.

Rundliche oder prismatische, gelbe **Epidote** (0,05 mm; max. 0,2 mm) sind fast immer zonar gebaut und kommen lagenförmig vor. Die Position schräg zu s_2 von einigen Kristallen läßt auf eine Bildung prä- s_2 schließen. Zudem lagern an einigen dieser Epidote Amphibole druckschattenartig an.

Bahnhof von les Houches (GP 001, geochemische Analysen 92/001-1G bis -7G, petrographisch-gefügekundliche Schriffe 92/001-1 bis -8).

Das Profil 001 wurde entlang der Steilwand am Bahnhof von les Houches aufgenommen. Die grau- bis mittelgrünen, feinplattigen Gesteine sind sehr feinkörnig. Einige etwas grobkörnigere, wenige m mächtige Lagen führen Pyrit. Manche Lagen weisen eine mm bis cm-feine Bänderung in Form hell- und dunkelgrüner Lagen auf, die quer zur penetrativen Foliation verlaufen. Quarzmobilisat-gängchen konzentrieren sich in m mächtigen Bereichen. Mehrere steilstehende, N - S streichende Störungen, in deren Umgebung die Gesteine gelb bis braun verfärbt sind und gehäuft Pyrit vorkommt, durchschlagen den Aufschluß. An diese Zone ist ein mehrere m breites Vorkommen kataklastisch überprägter graphitreicher Phyllite gebunden. DS 92/001-7 stammt aus einer wenige m mächtigen Linse, die allseitig von Metagrauwacken umgeben wird. Das dunkelgrüne, feinkörnige Gestein führt mit dem bloßen Auge erkennbare Amphibole.

Mineral	92/001-1G ^{*)}	92/001-3G	92/001-4G	92/001-5G ^{*)}	92/001-6G ^{*)}	92/001-7
Plagioklas	32	36	54	45	30	51
Quarz	21	A	A	15	15	1
Chlorit	35	36	31	20	10	17
Serizit	10	A	A	15	35	-
Opakphase	2	8	3	5	A	19
Karbonat	-	10	9	A	5	12
Akzessorien	-	Epidot	Epidot	-	-	-

Im Mikroskop zeigen die Gesteine zumeist ein granoblastisch-nematoblastisches Transpositionsgefüge. Die extreme Feinkörnigkeit (durchschnittliche Korngröße 0,05 bis 0,1 mm) behindert die Ermittlung der Modalbestände erheblich. Diese Feinkörnigkeit geht vermutlich auf die sehr hohe Zerschering der Gesteine zurück ("mylonitisch"). Besonders problematisch erwies sich dies für die Bestimmung der Quarz- und Feldspatgehalte, so daß die mit *) gekennzeichneten Modalbestände nur grobe Schätzungen darstellen. Zur Unterscheidung von Serizit und Chlorit waren teilweise Röntgendiffraktometeraufnahmen nötig. Ausgezählte Modalbestände liegen nur von quarzarmen, relativ grobkörnigen Gesteinen vor (Abb. 18b).

Die hohen Karbonatgehalte resultieren aus der umfassenden Zersetzung der Plagioklase und vormalig existenter Amphibole. Die opake Phase steht genetisch immer mit Chlorit in Verbindung und ergibt sich demnach aus der retrograden Metamorphose.

Makroskopisch auffällige, rundliche, selten auch ausgelängte, weiße, blasenförmige Einschlüsse von 0,5 bis 2 mm Durchmesser erweisen sich unter dem Mikroskop als nicht-undulierende Quarzeinkristalle oder als ebenfalls nicht beanspruchte Feldspäte (2-). Gleichwohl sind diese Einkristalle von Faserbärten und Karbonatkoronen umgeben. Manchmal können im Kern Muskovit- oder Chloritscheiter eingeschlossen sein.

U.d.M.: **Kalifeldspäte und Albite** von 0,05 bis maximal 0,2 mm Länge sind zumeist in Lagen konzentriert und weisen dort gerade oder schwach gebogene Korngrenzen auf. Einige Feldspatlagen wurden syn- s_2 isoklinal überfaltet; Feldspäte in den Scharnierbereichen dieser Falten sind suturiert und in Subkörner zerfallen. In Chlorit- oder Serizitlagen eingebettete Körner zeigen hohe Plättungsbeträge an. In quarzarmen Gesteinen waren vorwiegend optisch 2+ Feldspäte (vmtl. Ab) zu beobachten, die im Gegensatz zu den 2- Kristallen (vmtl. Kf) nie verzwilligt sind. Röntgendiffraktometrische Aufnahmen belegen für die Plagioklase An-Gehalte unter 20 %. Die aufgenommenen Peaks lassen sich am ehesten mit albite-low A vergleichen.

Tafel 3

Abb. 17a: Zonierter Amphibol mit dunklem Kern und einem hellen, idiomorphen Saum. Die fleckigen Bereiche sind chloritisiert. Den Rand des Kristalles umfaßt ein schmaler Chloritsaum. Der Kristall ist in eine Epidot-Plagioklas-Matrix eines Meta-Andesites eingebettet.

DS 92/095-2G, GGK
xy-Schnitt, ohne Orientierung
KL 1mm, II N

Abb. 17c: In einem Epidot-Amphibolit wird albitisierter Plagioklas von prä- s_2 gesproßter aktinolithischer Hornblende überwachsen.

DS 92/090-3pt, GGK
xz-Schnitt, str₂ 300/08, s₂ 24/58
KL 0,5 mm, x N, Polarisator 70°

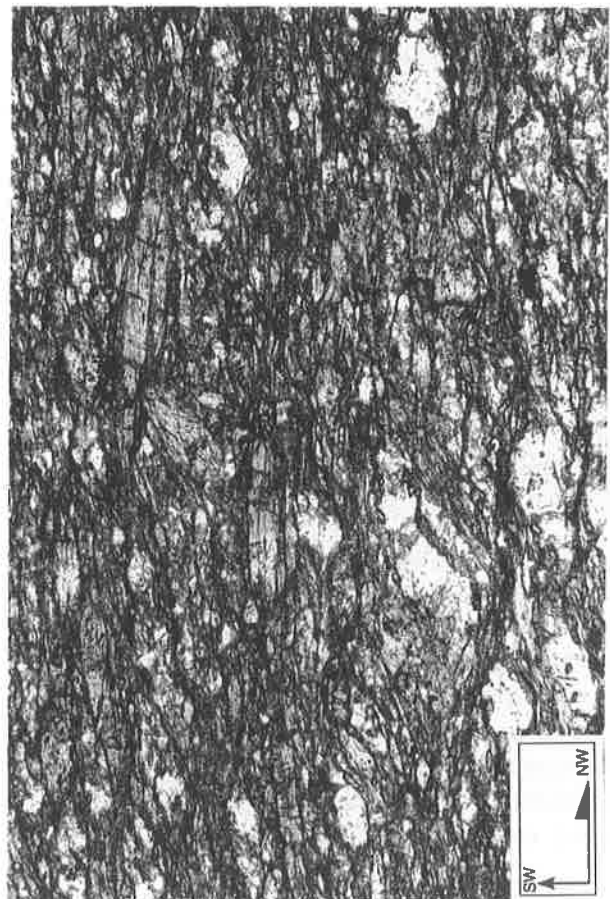
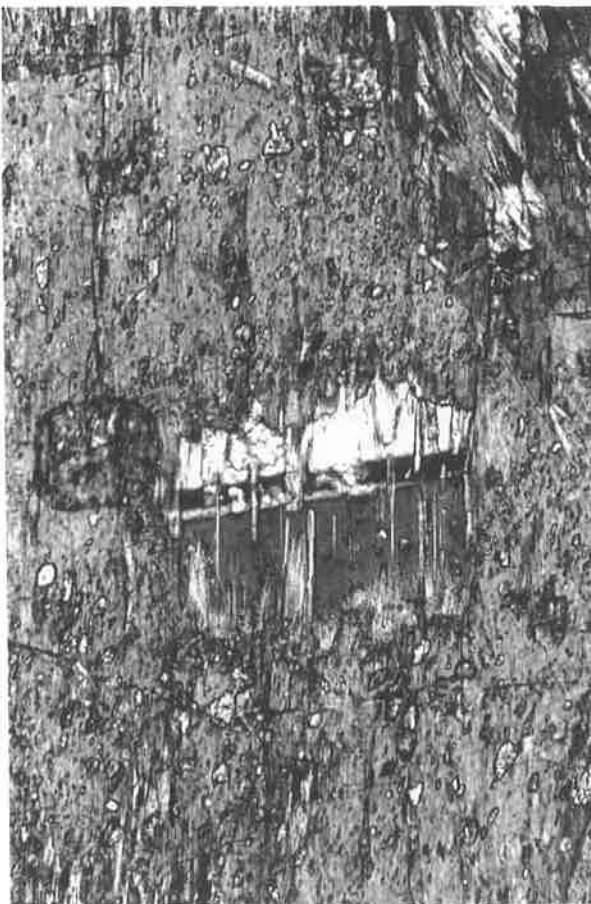
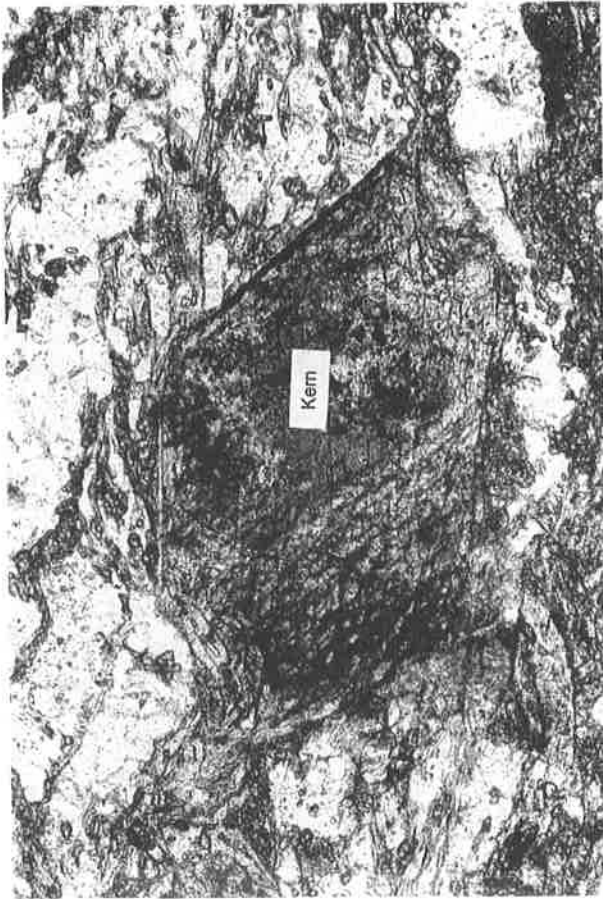
Abb. 17b: Kerne prä- s_2 gebildeter Hornblenden sind durch Titanit-Entmischungen schwarz gefärbt. Ränder und Streckungsbe-
reiche zwischen den Kernen weisen eine retrograde Zonierung von Hornblende zu Aktinolith auf. Rechts unten befinden sich mehrere Epidote.

Epidot-Amphibolit
DS 92/090-3pt, GGK
xz-Schnitt, str₂ 300/08, s₂ 24/58
KL 1mm, x N

Abb. 17d: s_2 -Gefüge in Epidot-Amphibolit mit prä- bis syn- s_2 gesproßten Amphibolen und zonierten Plagioklasen. Die Klastendeformation zeigt eine dextrale Schersinn an.

DS 93/090-AR3, GGK
xz-Schnitt, str₂ 314/20
LK 2 mm, II N

Tafel 3



Irregulär umgrenzte, selten idiomorphe **Karbonatkristalle** (0,05 - 0,4 mm) konnten durch die Freisetzung von Ca aus den Feldspäten gebildet werden. Dementsprechend füllen sie fast immer zersetzte Plagioklase. Zum andern können sie Pflastergefüge mit frischen, unzersetzten Albiten bilden.

Parallel zu s_1 oder s_2 liegen etwa 0,1 mm lange **Chlorite**. Bevorzugt handelt es sich um Mg-reiche Chlorite. Fe-reiche Chlorite kommen im DS 92/001-4G in bis zu 1,2 mm langen, prismatischen Aggregaten vor, die mit der Langachse in str_2 angeordnet sind. Vermutlich handelt es sich um Pseudomorphosen nach Amphibol. Aufgrund der Umrißform eindeutig als solche Pseudomorphosen erkennbare Chlorit-Erz-Haufen befinden sich in den Dünnschliffen 92/001-3G und -8.

Epidote (0,05 mm) wurden nur in zwei DS (92/001-3G und -4G) in haufenförmigen Ansammlungen gefunden. Typisch für den GP 001 ist das Auftreten von z.T. gesteinsbildendem **Serizit** (2M1-Muskovit), dessen Spaltbarkeit parallel zu s_1 und s_2 liegt. s_1 -Serizite können bis zu 0,2 mm Länge erreichen. Oft werden sie randlich von geplätteten Albiten umschlossen oder von s_2 -Seriziten (0,05-0,15 mm) durchdrungen. Bis zu 0,3 mm lange **Hellglimmerplättchen**, die in einigen DS enthalten sind (92/001-3G), deuten auf eine klastische Beeinflussung eines Teils des Profiles hin. In erheblichem Umfang rekristallisierten die suturierten und undulierenden **Quarzkörner** (0,1 - 0,3 mm), die in Lagen zumeist mit Plagioklas vorkommen.

Arve-Schlucht (GP 150, geochemische Analysen 94/150-1G und -2G)

Am Ostrand des GP 150 (kommunale Reststoffdeponie von les Houches) streichen feinkörnige hell- bis mittelgrüne Gesteine in einer über mehrere 100 m im Streichen (N - S) verfolgbaren und 10 bis 20 m mächtigen Linse aus. Makroskopisch und mikroskopisch gleichen die Chloritschiefer den Proben 92/001-1G, -2G, -5G und -6G, so daß auf detailliertere Beschreibungen verzichtet wird.

Col de la Forclaz (GP 090, geochemische Analysen 92/090-1G bis -11G, 92/090-2, 93/090-AR 1 und -AR 3, petrographisch-gefügekundliche DS 92/090-1 bis -7)

Das Profil 090 befindet sich nördlich des Prarion und westlich des Col de la Forclaz auf etwa 1500 m +NN. Entlang eines Forstweges steht ein lückenhaftes Profil durch den gesamten westlichen Grüngesteinszug an. Dieser setzt sich aus mehreren, makro- und mikroskopisch unterschiedlichen Gesteinen zusammen: Die in der folgenden Tabelle aufgeführten Modalbestände verdeutlichen den Amphibolreichtum des Profiles.

Mineral	92/090 -1G	92/090 -2	92/090 -2G	92/090 -3G	93/090 -AR1	92/090 -6G	92/090 -7G	92/090 -8G	92/090 -9G	93/090 -AR3	92/090 -10G	92/90- 11G
Feldspat	44	64	45	27	33	42	42	28	37	45	65	47
Amphibol	-	-	6	30	43	25	25	43	41	33	-	23
Epi-Gruppe	27	-	9	13	6	6	6	8	9	3	A	4
Chlorit	21	19	32	20	14	10	10	11	8	14	25	10
Titanit	-	-	A	-	2	-	A	2	-	A	-	-
Erz	3	1	2	6	2	4	2	2	5	A	4	11
Quarz	A	15	A	A	-	14	-	A	-	A	A	A
Granat	-	-	-	A	-	5	-	-	-	-	-	-
Karbonat	5	-	5	A	-	-	15	6	-	A	A	4

Neben den Phylliten in der Nähe des Col de la Forclaz befinden sich hell- oder mittelgrüne, feinkörnige und gebänderte Feldspatschiefer (Mächtigkeit ~ 100 m), die in einzelnen Lagen Epidot oder Amphibol führen können (92/090-1G und -2G). Ein mehrere m mächtiger hellgrüner Zug besteht zum überwiegenden Teil aus Feldspat (92/090-2). Es folgt das etwa 30 m mächtige Vorkommen eines dunkelgrünen, relativ grobkörnigen Epidot-Amphibolites (92/090-3G bis 5G, 93/090-1AR), den mehrere cm große Amphibole kennzeichnen. Während der nach einer größeren Lücke folgende granatführende Amphibolschiefer (92/090-6G) auch am Prarionkamm auftritt, war der Epidot-Amphibolit nur in diesem Profil zu beobachten. Nach einer weiteren Lücke folgen dunkelgrüne, feinkörnig-massige Amphibolschiefer und Amphibolite (92/090-7G und 8G, 93/090-3AR), die von gebänderten Grüngesteinen (92/090-9G bis 11G) abgelöst werden. Im W grenzen diese mit

einem tektonischen Kontakt gegen Plagioklasgneise des Westlichen Gneiskomplexes. Die Bänderung wurde vermutlich durch erhöhte Transposition in Scherzonennähe verursacht.

U.d.M. zeigen die amphibolreichen Gesteine ein nematoblastisches und die Feldspatschiefer ein granoblastisch-porphroklastisches bis granoblastisch-lepidoblastisches Gefüge.

Vier **Amphibol**generationen befinden sich in drei voneinander unterscheidbaren strukturellen Positionen. Bis zu 2 mm große, gelbgrüne bis mittelgrüne Amphibole II umschließen zu opaken oder mikrokristallinen, braunen Filzen (Ti-Phase und Epidot) umgewandelte, regelmäßig umgrenzte ältere Amphibole I (Abb. 17b). Einige Kristalle der ersten Generation weisen achteckige Umriss auf, so

daß die Möglichkeit besteht, daß es sich um ehemalige **Pyroxene** handelt. Nachfolgend wurden die Kristalle in Chlorit und/oder Epidot umgewandelt oder fleckenhaft aktinolithisiert. Albit verdrängt von den Spaltflächen ausgehend die Kristalle (Abb. 17c). Mit der c-Achse in der str_2 gesproßte, zonar gebaute Amphibol III-Nadeln (KL bis 0,6 mm) haben zumeist farblose Kerne, die von mittelgrünen bis blaugrünen Säumen umgeben werden (Abb. 17d). An Spaltflächen oder in den Kristallen entmischte Titanit. Selten ummanteln Säume einer opaken Phase die Kristalle. Amphibol III kann Amphibol II überwachsen. Die Körner erwarben syn- s_2 Druckschatten aus Quarz und Chlorit. Im granathaltigen Dünnschliff 92/090-6G kommen in der gleichen strukturellen Position und kristallographischen Ausbildung bis zu 1,5 mm lange grünblaue Amphibole vor. Viele Kristalle weisen an die retrograde Metamorphose gekoppelte Mineralumwandlungen auf: Neben dem randlichen Eindringen von Epidot oder Chlorit kam es zur Karbonatisierung oder zur vollständigen Chloritisierung (DS 92/090-11G). Amphibol IV (hell- bis flaschengrün, KL max. 0,2 mm) befinden sich in Druckschatten und Streckungshöfen von Amphibol II oder drangen in Chlorit ein. Die Spieße stehen z.T. quer zur Foliation.

Die Epidotgruppe wird durch **Epidot** vertreten. Hypidiomorphe bis idiomorphe erste Epidote (Epi I) von maximal 0,8 mm Länge befinden sich in s_1 . In str_2 einrotierte Körner zerbrachen und erwarben chloritgefüllte Druckschatten. Syn- s_2 entstand Epidot II, der in mikrokristallinen Haufen in der Foliation liegen kann. Normalerweise erreichen die Körner 0,1 bis 0,2 mm.

Zumeist Mg-reiche **Chloritscheiter** (bis 0,3 mm Länge) befinden sich in str_2 . In Amphibolen gesproßte Scheiter bauen sperrige Gefüge auf. Fe-reiche Chlorite zeichnen s_3 -Flächen nach.

In den Amphiboliten erreichen optisch 2- oder 2+, oft polysynthetisch verzwilligte **Oligoklas- bis Albit**-klasten maximal 2 mm Kornlänge. Die schwach zonar gebauten Kristalle wurden in str_2 einrotiert und dabei häufig zerbrochen. Quarz und Chlorit füllten die dabei entstanden Risse und Streckungshöfe. In Druckschatten und an den Kornrändern bildeten sich Albitkörner. In diese sind Rutil, Apatite und - auf die Randbereiche beschränkt - oft Minerale der Epidotgruppe eingelagert. Einige Kristalle weisen Verzwilligungen nach mehreren Gesetzen auf. Die Matrix (KL ~ 0,2 mm) besteht aus optisch 2+ oder 2-, zumeist unverzwilligten Plagioklasten (Olg bis Ab) mit schwach gebogenen oder geraden Kornkontakten. Gleiches gilt für die Quarz-Plagioklasplaster der Feldspatschiefer. Im DS 92/090-2 waren weiterhin 0,8 - 2 mm lange, polysynthetisch verzwilligte Plagioklasten (Olg - Ab) zu beobachten, die randlich und in den Druckschatten rekristallisierten (Ab). Viele Plagioklasten sind teilweise serizitisiert worden.

0,1 - 0,3 mm lange, suturierte **Quarze** befinden sich einzeln oder in Linsen zwischen den Matrixplagioklasten. Die c-Achsen der undulös auslöschenden Körner liegen parallel zur ersten oder zweiten Foliation. Zwischen Quarzkörnern angesiedelte Rekristallite erreichen maximal 0,02 mm Durchmesser. In den Feldspatschiefern kann Quarz in mm dicken Lagen angereichert sein. Die 0,1 bis 0,3 mm langen Kristalle grenzen mit geraden bis schwach gebogenen Korngrenzen aneinander.

Granat entstand vor und während der rotationalen zweiten Deformation, da aus Quarz und Erz bestehende, gebogene Interngefüge in das Externgefüge übergehen oder dagegen verstellt sein können (Abb. 18c). Teilweise wurden die maximal 3 mm durchmessenden Granate noch syn- D_2 geplättet und zerrissen und von Spaltflächen ausgehend in Epidot und Chlorit umgewandelt.

In einigen Dünnschliffen waren etwa 0,4 mm durchmessende **Apatite** (92/090-6G und 9G), bis 0,3 mm lange idiomorphe **Titanite** oder **Serizit**spieße (92/090-2) vorhanden.

Bionnassay-Schlucht (GP 024, geochemische Analysen 92/024-1G bis -6G und 93/024-AR)

Der Aufschluß 024 befindet sich an der Fahrstraße von Bionnassay nach Bionnassay auf etwa 1200 m +NN. In grobkörnige, im mm-Bereich dunkelgrün - weiß gebänderte, z.T. amphibolführende, kompakte Gesteine sind

etwa 35 m mächtige, mittelgrüne, feinkörnige (Korngröße im Durchschnitt 0,2 mm) Chlorit-Feldspatschiefer (92/024-2G und -3G) eingeschaltet. Im östlichen Teil des Profils schließen die Metamagmatite ein maximal 5 m mächtiges Phyllonitband ein. Im W gehen die Grüngesteine anscheinend fließend in den Westlichen Gneiskomplex über.

Mineral	92/024-1G	92/024-2G	92/024-3G	92/024-4G	92/024-5G	93/024-AR	92/024-6G
Feldspat	44	50	70	48	44	54	46
Amphibol	A	-	-	11	28	24	A
Epi-Gruppe	9	-	-	12	6	A	-
Chlorit	18	31	10	17	14	6	17
Titanit	-	-	-	7	A	A	A
Erz	A	15	15	3	4	A	A
Quarz	27	3	A	-	3	15	32
Hellglimmer	-	A	-	-	-	-	3
Karbonat	-	-	-	2	A	A	3

Akzessorien: Biotit, Mikroklin, Apatit

Im Mikroskop unterscheiden sich die feinkörnigen Gesteine sowohl im Mineralbestand als auch im Gefüge deutlich von den grobkörnigen Gesteinen.

Im Dünnschliff 92/024-3G waren **Relikte eines trachytischen Gefüges** noch deutlich erkennbar. Leistenförmige (KL durchschnittlich 0,4 mm, max. 1,2 mm), polysynthetisch verzwilligte **Plagioklase** (opt. 2-) und selten vorkommende optisch 2+, unverzwilligte Plagioklase zeichnen dieses nach. Alle Plagioklase wurden in erheblichem Umfang saussuritisiert.

Quarze (KL ~ 0,15 mm) kommen in kleinen Linsen vor, in denen die einzelnen Körner mit schwach gebogenen Kontaktflächen aneinandergrenzen. Große Altkörner zerfielen unter Ausbildung von Tripelpunkten in Subkörner. Faserquarze versiegelten zusammen mit Kalzit Reißklüfte. Xenomorphe **Karbonatkristalle** befinden sich um oder in Plagioklaskristallen.

Häufig zonierte, farblose bis mittelgrüne **Chlorite** (KL ca. 0,1 mm) zeichnen die penetrative Foliation s_2 nach oder sproßten in Druckschatten von Plagioklas neu. Serizit entstand nur als Zerfallsprodukt der Plagioklase. Charakteristisch für diesen Gesteinstyp ist sein Erzreichtum, der 15 Flächen-% beträgt.

Tafel 4

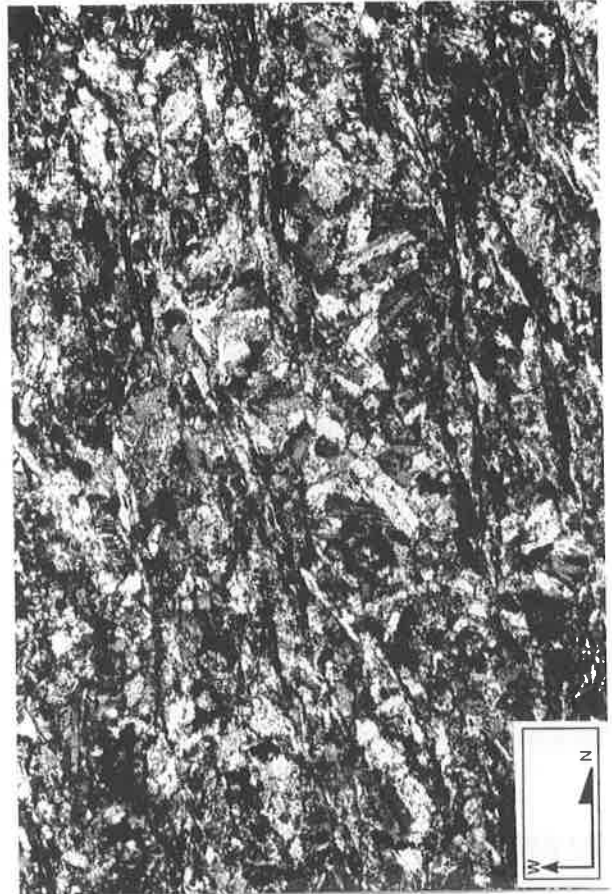
Abb. 18a: Syn- s_2 gesproßter Albit mit asymmetrischen Druckschatten aus Aktinolithnadeln, die in den Blasten eindringen, und Chlorit. Die Klastenrotation belegt einen dextralen relativen Schersinn. Die schwarzen Schnüre bestehen aus Erz und kleinstkörnigem Titanit.
DS 92/094-1G, GGK (Diosaz)
xz-Schnitt, ohne Orientierung
KL 2 mm, II N

Abb. 18c: Prä- s_2 entstandener Granat mit blaugrünem Amphibol in Feldspat-Quarzmatrix. Der abgebildete Klast konnte seine idiomorphe Form aufgrund seiner Position innerhalb eines prä- s_2 -Mikrolithons bewahren. Der Zeilenbau belegt einen dextralen relativen Schersinn entlang der s_2 -Flächen. Amphibol sproßte syn- s_2 .
DS 92/090-6G, GGK (Prarion)
xz-Schnitt, unorientiert
KL 2 mm, II N

Abb. 18b: Leistenförmiger albite-lowA zeichnet reliktsch ein trachytisches Gefüge nach. Die Mikrolithons werden von einer Matrix aus Albit, Quarz, Chlorit und Erz umgeben.
DS 92/001-4G, GGK (Bahnhof von les Houches)
xz-Schnitt, str₂ 176/52, s_2 90/64
KL 2 mm, x N

Abb. 18d: Große albitisierte Plagioklase mit Erzinterngefügen und -säumen werden voneinander durch schmalste Quarz-Chloritlagen getrennt, die s_2 nachzeichnen.
DS 92/005-1G, CU (Tête Noire)
xz-Schnitt, s_2 24/76
KL 4 mm, II N

Tafel 4



Die grobkörnigen Metamagmatite führen in unterschiedlichem Ausmaß Amphibole, die z.T. mit dem bloßen Auge auf den s-Flächen auszumachen sind. Die Gesteine weisen ein granoblastisch-nematoblastisches Gefüge auf.

Die **Amphibole** befinden sich in mindestens drei unterschiedlichen strukturellen Positionen. Hellgelbe bis grüne Amphibole I (Durchmesser 0,2 mm) liegen mit der c-Achse senkrecht zur str_2 und können von Plagioklas gepanzert werden. Hypidiomorphe blaugrüne oder olivgrüne Amphibole II (KL 1 - 2 mm) werden in str_2 einrotiert oder wachsen in ihr orientiert (c-Achse parallel zur str). Xenomorphe, lappige, dunkelgrüne Amphibole III ummanteln Amphibol II oder sproßten als kleine Nadeln (KL ~ 0,5 mm) in str_2 neu. Kleinste Amphibolnadelchen (Amp IV) können vereinzelt das s_2 -Zeilengefüge überwachsen.

In einigen Dünnschliffen zeigt sich, daß die Amphibole mehr oder weniger vollständig in Chlorit und Epidot umgewandelt worden sind. Gelbe xenomorphe **Epidote** entstanden in oder an Amphibolen im Verlauf der retrograden Metamorphose. Zusammen mit Chlorit bilden sie Pseudomorphosen nach Amphibol. Interessanterweise scheint die Epidotisierung der Amphibole an quer zur penetrativen Foliation verlaufende Risse gebunden zu sein. In der Plagioklasmatrix befinden sich nur vereinzelt maximal 0,1 mm große Epidote.

Eine Ti-reiche Phase wurde in den Mg-reichen **Chloriten** konzentriert, die nicht allein als Zerfallsprodukt von Amphibol, sondern in seltenen Fällen auch als Zerfallsprodukt von Biotit entstanden.

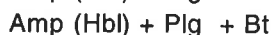
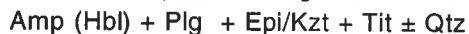
Bis zu 2 mm große **Plagioklase** (im Durchschnitt 0,4 bis 1 mm) haben oft nur einen optisch 2- oder 2+ Charakter; allerdings weisen einige Kristalle einen Zonarbau mit opt. 2+ Kern (Ab) und opt. 2- Rand (Olg) auf.

In Linsen oder einzeln in der Plagioklas-Matrix vorkommende **Quarze** (KL 0,2 - 0,4 mm) zeigen buchtige Kornkontakte. Zwischen den schräg zu s_2 orientierten Körnern befinden sich vereinzelt Rekristallisationskörner mit maximal 0,05 mm Durchmesser. Auffällig an den Quarzen ist das pflasterartige undulöse Auslöschen der Körner, die im Gegensatz zur "normalen" lamellaren, undulösen Auslöschung steht.

Einige Dünnschliffe enthalten rundliche, 0,2 bis 0,6 mm durchmessende **Apatite**. Die in der str_2 z.T. zerrissenen Körner befinden sich zumeist zwischen Plagioklasen, selten in oder an Amphibolen.

3.1.2 Rückschlüsse auf den prämetamorphen Grüngesteinskomplex

Die vorgefundenen Metamorphose-Paragenesen



lassen sich allein auf die metamorphe Umwandlung basischer oder intermediärer Magmatite zurückführen (vgl. WINKLER 1979).

Für den **vulkanischen** Charakter der Abfolge gibt es eine Reihe von Argumenten:

- (1) COLOMBI (1989) erarbeitete im Rahmen seiner Dissertation über Metagabbros und Metabasalte des Tessins, daß die i.d.R. zwischen Plutoniten und Vulkaniten trennenden Korngrößenunterschiede in Metabasiten zumeist erhalten bleiben. Die durchschnittliche Korngröße der Matrix der untersuchten Metamagmatite liegt mit 0,1 bis 0,3 mm deutlich im Bereich der Vulkanite.
- (2) Mineralbestand und Gefüge verändern sich senkrecht zum Streichen oft rasch im Bereich von wenigen m, so wie das häufig in vulkanischen Abfolgen der Fall ist.
- (3) Die Verzwilligung eines Teiles der Plagioklas-Porphyrroklasten nach mehreren Zwillingsgesetzen ist ein typisches Kennzeichen für deren vulkanische Natur (vgl. TRÖGER 1967).
- (4) In Chlorit-Feldspatschiefern (GP 024) besteht die Möglichkeit, daß trachytische Gefüge erhalten blieben.
- (5) Die oft aufgefundene porphyrische Struktur weist in Verbindung mit der feinkörnigen Matrix ebenfalls auf den vulkanischen Ursprung hin.

Der Vergleich der Profile und zusätzliche Geländebeobachtungen ergaben neben der vertikalen Varianz eine erhebliche Veränderung der Abfolge im Streichen. So nehmen z.B. die in der Diosaz dominierenden porphyroklastischen Feldspatschiefer nach S hin deutlich in ihrer Mächtigkeit ab, so daß sie im GP 001 nur noch das östliche Drittel des Aufschlusses ausmachen. Die sehr feinkörnige Hauptmasse keilt dementsgegen nach N hin aus. Auch in den GP 024 und 090 kommen gebänderte, z.T. porphyrische Feldspatschiefer vor. In diese sind mächtige basaltische Körper eingeschaltet, die der östliche Zug nur vereinzelt als schmale Linsen beinhaltet.

In Hinblick auf die von BUJAN (1989) geforderte pyroklastische Natur der Abfolge bleibt festzuhalten, daß nur einige Proben, die am Westrand des GP 001 entnommen wurden, Anzeichen für eine sedimentäre Beeinflussung der vulkanischen Produkte aufweisen (polykristalline Quarzgeröllchen). Allerdings handelt es sich um mylonitische Gesteine des Kontaktes zwischen unterkarbonischen Metagrauwacken und dem Grüngesteinskomplex. Die "Quarzgeröllchen" könnten also auch isolierte Relikte von Quarzsegregatgängen sein.

Porphyrische Andesite entstehen sowohl effusiv als auch explosiv. Die Basalte und Andesite mit reliktsch erhaltenen trachytischen Gefügen belegen die effusive Förderung eines Teiles der Abfolge. Die Heterogenität der aufgeschlossenen Grüngesteine läßt auf **mehrere Förderquellen und unterschiedliche Fördermechanismen (effusiv und explosiv)** schließen.

Von BUJAN (1989) am Osthang des Prarion entdeckte Dolomitmarmore, die als Schnüre von etwa 30 cm Mächtigkeit in die Vulkanite eingebettet sind, können entweder primärer oder sekundärer Natur sein. Im ersten Fall würden sie auf eine zeitweilige aquatische Beeinflussung des Ablagerungsraumes hindeuten. Andererseits können Dolomitmarmore auch Paläoböden oder Paläoaquifer repräsentieren. Sekundär entstehen Dolomite oft als Verwitterungsbildungen unterhalb von Abrasionsflächen. Dazu ist zu bemerken, daß die Basis der Trias wohl mindestens ca. 100 m oberhalb der Marmore gelegen haben muß.

3.2 Geochemische Beschreibung der Grüngesteine

Die Untersuchung der chemischen Zusammensetzung der Grünschiefer und Amphibolite sollte unabhängig von der petrographischen Studie die Protolithen-Frage (magmatisch oder sedimentär) beantworten. Nach der eventuellen Bestätigung des magmatischen Ursprunges der Abfolge sollte aufgrund der Elementgehalte, deren Verhältnisse untereinander und der Elementverteilungsspektren der Versuch unternommen werden, die plattentektonische Position des Aufdringbereiches zu ermitteln.

Im Gelände war es nicht möglich, einzelne Gesteinstypen kartographisch voneinander abzutrennen. Deshalb wurde an günstig zu erreichenden und gut aufgeschlossenen Stellen jeweils ein Profil durch die anstehende Gesteinssequenz beprobt. Die Lage der Profile ist in Abb. 69 und 70 eingetragen. Die geologische Situation weist insgesamt auf einen magmatischen Ursprung des Komplexes hin (vgl. Kap. 3.1.2). Zudem spricht die Feinkörnigkeit der Gesteine für deren vulkanische Entstehung (vgl. Kap. 3.1.1; COLOMBI 1989), so daß die Vulkanitnamen Verwendung fanden.

Aufgrund der Variation des SiO_2 -Gehaltes der Analysen zwischen 46,37 und 73,91 Gew.-%¹ (Tab. 7) wurde die Suite für die erste Interpretation an Hand des SiO_2 -Gehaltes in Basalte (<52 Gew.-%), basaltische Andesite (52-55 Gew.-%), Andesite (55-63 Gew.-%), Dacite (63-65 Gew.-%) und eine Gruppe von Rhyodaciten und Rhyolithen (>65 Gew.-%) unterteilt.

3.2.1 Alteration

Da die Gesteine eine maximal amphibolitfazielle Metamorphose erfahren haben (Kap. 3.4, 6), war mit der Mobilisierung von Elementen während des Metamorphosegeschehens zu rechnen. Zudem kann es zu Stoffverschiebungen während des postmagmatisch-sedimentären Stadiums und der Verwitterung gekommen sein. Mobilisierte Elemente scheiden für die Interpretation des geochemischen Charakters aus, da die gemessenen Gehalte in keinem Bezug zur ursprünglichen, magmatischen Konzentration stehen. Somit mußten diese Elemente gefunden werden.

¹ In den geochemischen Analysen schwankt die Summe der Gehalte an CO_2 und H_2O erheblich zwischen 2,13 % und 11,64 %. Hohe Werte weisen auf eine Alteration der Proben hin. Um alle Proben für die weitere Beurteilung auf eine gleiche Basis zu stellen, wurden sämtliche Proben trocken gerechnet, d. h. CO_2 und H_2O aus der Analyse herausgerechnet, ohne die Gesamtsumme der Haupt- und Nebenelementanalyse zu verändern. **Alle %-Angaben beziehen sich auf die trockenen Analysen!**

Untersuchungen an Amphiboliten der Region um den Lac d'Emosson (VON RAUMER et al. 1990) ergaben eine Anreicherung von K, Ba, Rb, S, Ce und Tb sowie die Abfuhr von Mg, Ca, Na, V, Nd und Cr in Proben mit zersetzten Plagioklaskristallen. Diese Elementverschiebungen wurden auf eine hydrothermale Aktivität im Perm zurückgeführt. Einige Granat-Amphibolite weisen zusätzlich Anreicherungen von Si, Fe, K, Rb, P, Zn, Ce, Ba, S sowie Ti, Y und Zr auf, die vermutlich mit Wechselwirkungen zwischen den Metabasiten und den umlagerten Metagrauwacken während der retrograden Metamorphose (vgl. auch FRISCH et al. 1987) zusammenhängen.

Eine gängige Methode zur Ermittlung einer metamorph-metasomatischen Mobilisierung besteht im Auftragen des betrachteten Elementes gegen ein Element aus der 'high-field-strength'-Gruppe (HFSE: Ti, Zr, Nb, Y). Die geringe Mobilität der HFSE bis in den Bereich der hochgradigen Metamorphose hinein, die auf deren Einbau in über weite P-T-Bereiche stabile Minerale (Zirkon, Titanit, Rutil, Apatit) beruht, wird von den meisten Autoren anerkannt (CANN 1970, FLOYD & WINCHESTER 1975, HART et al. 1974, PEARCE 1982, PEARCE & CANN 1973, WEAVER & TARNEY 1981, WEAVER et al. 1982). Allerdings weisen einige Autoren immer wieder auf Mobilisierungen der "immobilen" HFSE hin (FIELD & ELLIOT 1974), die vor allem in Scherzonen (FRISCH et al. 1987) oder bei Anwesenheit einer fluiden Phase mit sehr hoher CO_2 -Konzentration (HYNES 1980) vorkommt. Als Index für die Mobilität eines Elementes wurde dessen Korrelation gegen Zirkonium gewählt, da dieses Element streng positiv mit Nb und Ta, die als am immobilsten und inkompatibelsten gelten, sowie den ebenfalls insgesamt sehr immobilen SEE korreliert. Weiterhin zeigt Zr mit den anderen HFSE und den Seltenerdelementen (SEE) einen linearen Trend. Die Korrelationsgerade ist linear, ein durch Fraktionierung des Elementes bedingtes Abnehmen der Zr-Gehalte in sauren Gesteinen (vgl. PEARCE 1983b) tritt nicht auf¹. Nb und Ta wurden nicht verwendet, da die Gehalte dieser beiden Elemente nicht für alle Proben ermittelbar waren. Ti kam ebenfalls nicht in Frage, da die TiO_2 -Gehalte mehrerer Proben nicht mit den anderen HFSE korrelieren. Dies kann sowohl auf magmatische (Ti-Fraktionierung?) als auch auf metamorph-metasomatische Prozesse (Mobilisierung) zurückgeführt werden.

Zur Kontrolle wurden alle Elemente zusätzlich gegen die Mg-Zahl (Mg#) aufgetragen, da dies auch Aussagen über das Verhalten der Elemente bei steigendem Fraktionierungsgrad (also fallender Mg#) und somit über die primär magmatischen Trends eventuell ermöglicht. (Korrelationsdiagramme Element vs. Zr bzw. vs. Mg# siehe DOBMEIER 1996).

Haupt- und Nebenelemente:

SiO_2 : Allein die Metabasite zeigen eine positive Korrelation gegen Zr; gegen die Mg# aufgetragen ergibt sich ein negativer Trend. Die Probe 92/024-5G fällt bei allen Korrelationen (besonders deutlich beim Auftragen gegen TiO_2) heraus, so daß hier mit einer Zr-Abfuhr zu rechnen ist. Alle Gesteine mit $\text{SiO}_2 > 52$ Gew.-% variieren nicht gerichtet.

TiO_2 : Ti und Zr korrelieren sehr gut. Bei den Andesiten deuten ihre Ti- und Zr-Gehalte zwei getrennte Gruppen an. Gegen die Mg# aufgetragen, streuen vor allem die Metabasite beträchtlich. Wie bereits erwähnt wurde, weichen einige Proben erheblich von den durchschnittlichen Gehalten ab, was als sekundäre Veränderung interpretiert wird.

Al_2O_3 : Das Aluminiumoxid zeigt nur bei den Metabasiten und basaltischen Andesiten ein, wenn auch undeutliches, entgegengesetzt gerichtetes Verhalten zu Zr, bzw. eine gute positive Korrelation mit der Mg#. Al wurde vermutlich vor allem in intermediären und sauren Gesteinen mobilisiert.

FeO*: Mit zunehmender Differenzierung wurden Zr und Fe angereichert. Die sehr gute Korrelation der beiden Elemente wird mit zunehmenden SiO_2 -Gehalt undeutlicher. Beim Auftragen gegen die Mg# weisen die Proben 92/001-5G und 92/024-3G etwas zu niedrige Fe-Gehalte auf.

MnO: Die positive Korrelation ist bei allen Gesteinen deutlich entwickelt, alleine die Gruppe der Rhyodacite korreliert nicht gegen Zr. Die Andesite können in zwei Gruppen unterteilt werden, da bei etwa gleichen Zr-Gehalten zwei deutlich voneinander getrennte Gruppen existieren.

¹ In diese Untersuchungen wurden die unterkarbonischen Magmatite miteinbezogen und deshalb in den Korrelationsdiagrammen mitdargestellt.

MgO: Ein schwacher Trend ergibt, daß das Element nur gering mobilisiert worden ist. Bei den Metabasiten streuen die Werte zwischen 5,87 und 11,28 Gew.-%, die Andesite liegen zwischen 2,49 und 6,55 Gew.-% MgO. Gesteine über 65 Gew.-% SiO_2 korrelieren deutlich negativ gegen Zr.

CaO: Gegen Zr und die Mg# streuen die Werte erheblich. Allein die Gesteine mit $\text{SiO}_2 < 54$ Gew.-% weisen gute Korrelationen gegen die Mg# und Zr auf.

Na_2O : Dieses Element variiert mit keinem der beiden Vergleichswerte. Dagegen existiert eine deutliche Abhängigkeit des Na_2O -Gehaltes vom K_2O -Gehalt bei intermediären und sauren Gesteinen: Umso mehr Na_2O im Gestein vorhanden ist, desto weniger K_2O war nachzuweisen.

K_2O : Auch Kalium wurde in erheblichem Umfang mobilisiert. Gegen die Mg# läßt sich nur bei sauren Gesteinen eine schwache Korrelation erkennen.

P_2O_5 : Unter 65 Gew.-% SiO_2 korrelieren die Gesteine eindeutig positiv mit Zr, nur wenige Proben liegen etwas entfernt von der Korrelationsgeraden. Das Feld der Dacite ist insgesamt zu niedrigeren P_2O_5 -Gehalten hin verschoben.

Zusammenfassend zeigt sich, daß nur TiO_2 (mit einigen Ausnahmen!) und FeO^* beständig immobil blieben. Alle anderen Hauptelemente wurden in unterschiedlichem Umfang angereichert oder abgeführt. Bei einigen Elementen scheint die Mobilisierung vom SiO_2 -Gehalt des Gesteines abhängig zu sein. SiO_2 und CaO werden ab etwa 52 Gew.-% SiO_2 , Al_2O_3 in Daciten und höher differenzierten Gesteinen, MnO und P_2O_5 schließlich erst bei $\text{SiO}_2 > 65$ Gew.-% mobilisiert. Umgekehrt wird möglicherweise MgO in Daciten etc. und K_2O in Rhyodaciten und Rhyolithen immobil. Na_2O zeigt keine Abhängigkeit der Mobilisierung von einem bestimmten Element.

Spurenelemente:

Eine positive Korrelation mit Zr ergibt sich für die Elemente Ga, Y, Nb, Ta und V. Bei Y und V sind vermutlich zwei Differentiationstrends vorhanden, die die beiden Elemente als mobil erscheinen lassen (diese Beobachtung soll bei der Besprechung der Andesite erneut aufgegriffen werden). Keine Korrelation mit Zr zeigen Rb, Sr, Ba, Zn, Cu, Co, Ni, Cr.

Gegen die Mg# verhalten sich Y, Ga, und V negativ (inkompatibel) aber Ni, Co und Cr positiv (kompatibel) korreliert. Bei Rb, Ba, Sr, Zn und Cu ergeben sich keine gerichteten Verteilungen.

Seltenerdelemente (SEE):

Die Frage nach der Immobilität dieser Elementgruppe wird von vielen Autoren unterschiedlich beantwortet (vgl. GAUCH 1989, p. 152). Offensichtlich hängt es von mehreren Faktoren ab, ob die SEE mobilisiert werden oder nicht. Wenn es zur Verschiebung der Elementgehalte kommt, so verhält sich die ganze Gruppe im Regelfall kohärent (GAUCH 1989) mit Ausnahme von Eu sowie in seltenen Fällen der leichten SEE (SUN & NESBITT 1978).

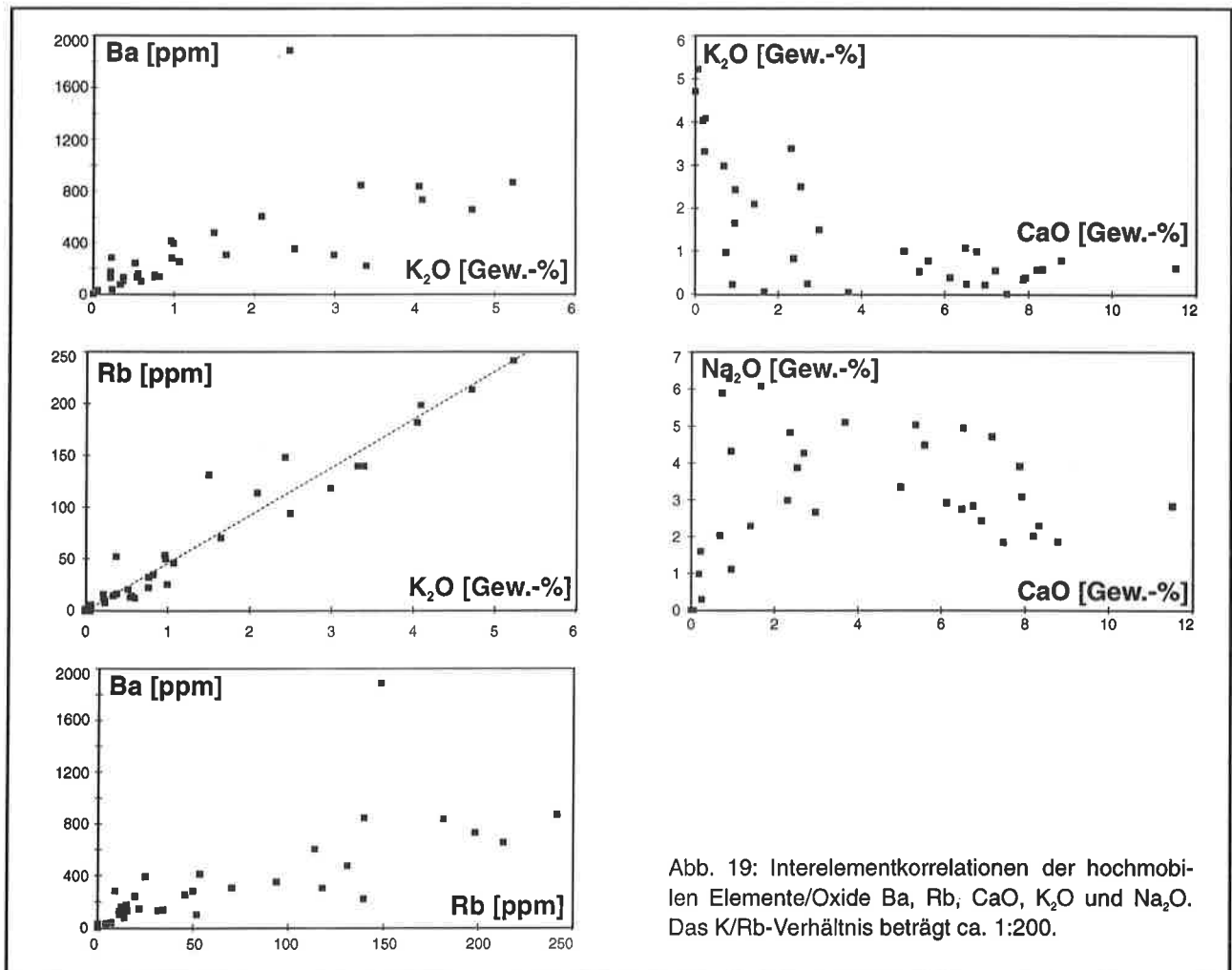
In den untersuchten Gesteinen korrelieren sämtliche SEE streng positiv mit Zr, Nb und Y, wobei die schweren SEE eine größere Streuung gegenüber Zr und Nb aufweisen als die leichten SEE. Umgekehrt streuen diese gegen Y stärker als die schweren SEE. Dies läßt sich dadurch erklären, daß die schweren SEE (speziell Ho) in ihrem physikochemischen Verhalten dem Element Y sehr ähnlich sind. Das gleiche gilt für die leichten SEE und Nb bzw. Zr. Bei einer prinzipiell nicht ausschließbaren Mobilisierung der SEE wären demnach alle Elemente in gleichem Umfang angereichert oder abgeführt worden. Dies gilt auch für Eu: Wie aus den chondritnormierten Diagrammen (Abb. 25, 27, 29) hervorgeht, ist in den Grüngesteinen fast immer eine schwach positive Eu-Anomalie vorhanden; nur in 2 von 11 Proben kam es zur relativen Abfuhr des Elementes. Sehr wahrscheinlich ergibt sich die positive Anomalie nicht aus einer metamorph-metasomatischen Veränderung der Eu-Gehalte, da es in diesem Fall zu einer größeren Unregelmäßigkeit gekommen sein müßte (SUN & NESBITT 1978), sondern geht auf die Magmenquelle zurück. Ungewöhnlich hohe SEE-Konzentrationen kommen in Proben mit hohen Th-Gehalten vor (GP 001).

Als **immobil** können Y, Ga, Nb, Ta, Th und die SEE gelten. Die Gehalte an Co, Ni, Cr und vermutlich auch an V sind deutlich mit der Mg# verbunden. Ihre Gehalte veränderten sich während der Metamorphose offenbar nicht beträchtlich. Sie werden deshalb ebenfalls zu den immobilen Elementen gestellt. Diese Elemente können zusammen mit P_2O_5 , MnO, FeO^* und unter Ausschluß einiger Proben auch mit TiO_2 zur Beurteilung

der Magmen herangezogen werden. Weitere Elemente dürfen nur für bestimmte Gesteine verwendet werden (z.B. CaO in Metabasiten). Dementgegen verhielten sich die 'large-ion-lithophile-elements'-Gruppe (LILE: Ba, K, Rb, Sr), Zn und Cu immer als **mobile** Elemente.

Mobile Elemente:

Im Vergleich konnte erarbeitet werden, daß sich K_2O , Rb und Ba immer kohärent verhalten (Abb. 19). Im wesentlichen wurden alle drei Elemente erheblich angereichert. In einigen Proben (92/001-3G, 92/090-2G) kam es aber zur extremen Verarmung an diesen Elementen. Vermutlich sind Al_2O_3 und P_2O_5 im basischen, Zn im intermediären bis sauren und Sr im sauren Bereich an diese Gruppe gebunden, da sie sich wie diese verhalten.



Das gleiche geochemische Verhalten von K und Rb geht auf ähnliche Elektronegativitäten, Ionenradien und -potentiale zurück. Da Ba^{2+} für K^+ substituiert, beeinflusst die K-Metasomatose auch die Ba-Gehalte im Gestein. Wie Untersuchungen von ZECK et al. (1983) und MOGESSIE et al. (1985) gezeigt haben, erfordert die Neubildung von Biotit bzw. Chlorit aus Amphibol bei der Retrometamorphose die Zufuhr von K und Rb über eine fluide Phase, da Biotit und Chlorit ein geringeres K/Rb-Verhältnis bei höheren K-Gehalten hat als Amphibol (SHAW 1968). Das Verhältnis K/Rb wird dabei reduziert, Rb-Gehalt und K/Rb-Verhältnis somit vom Biotit/Chloritgehalt gesteuert.

Abnorme Gehalte (z.B. in den Metabasiten) an K_2O von bis zu 0,76 % und an Rb zwischen 12 und 52 ppm liegen weit jenseits der Literaturwerte für Vulkanite aus kollisionalen Regimen (max. etwa 0,4 % bzw. 25 ppm). Offensichtlich führte demnach die syn- s_2 wirksame retrograde Metamorphose zu einer derart deutlichen Erhöhung der K- und Rb-Gehalte, daß die ursprünglichen Gehalte und dementsprechend primäre Magmenkennzeichen vollständig überprägt werden konnten.

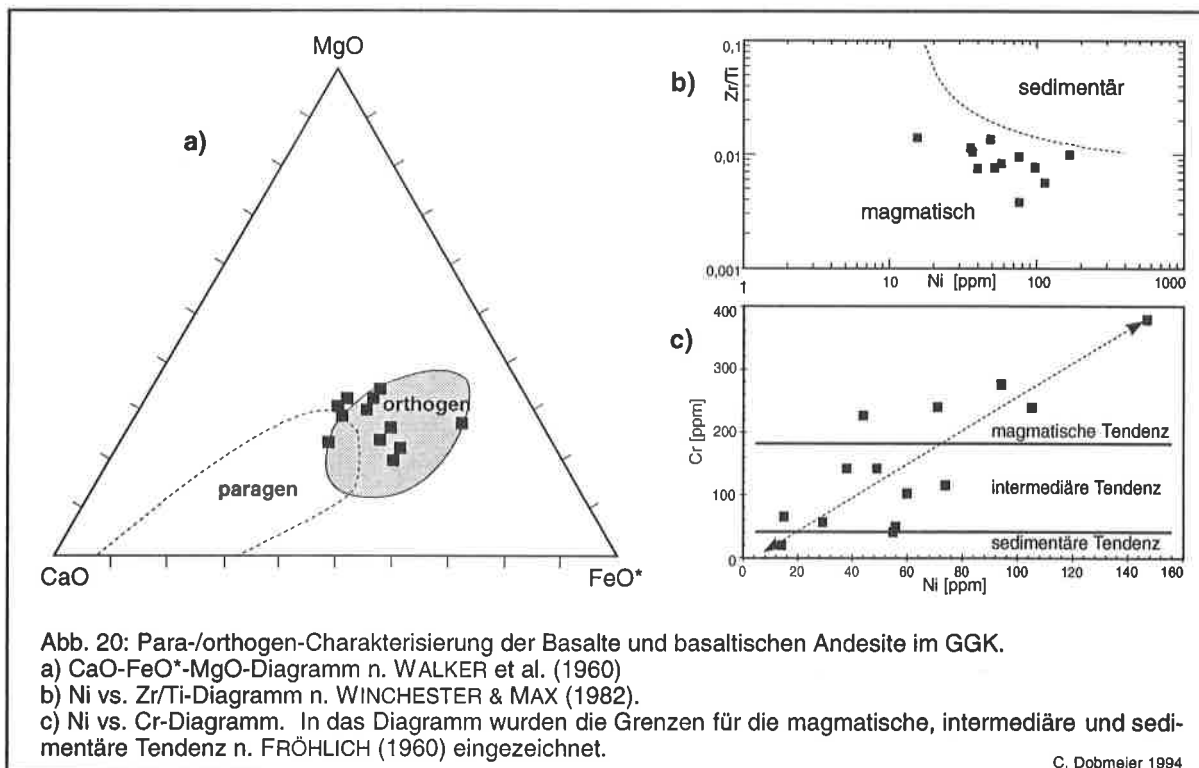
Entgegengesetzt zur K_2O -Gruppe verhalten sich CaO und Na_2O (Abb. 19). Sr ist in seinem Konzentrationsveränderungsverhalten an diese beiden Elemente in basischen und intermediären Gesteinen gebunden. Ca und Sr zeigen kein kohärentes Variieren wie K und Rb . Bedeutend ist bei der retrograden Metamorphose die Reaktion $Plg_{An-reich} \rightarrow Plg_{An-arm} + Epi$, da Sr^{2+} in Plagioklas, Epidot (und Klinozoisit, Zoisit) Ca^{2+} ersetzt, die Ca/Sr -Verhältnisse in den Mineralen aber unterschiedlich sind (GODIZART 1989).

Tatsächlich korrelieren hohe Sr -Gehalte mit einem hohen modalen Bestand an Epidot. Insgesamt weisen die Proben allerdings für kollisionszonengebundene Magmatite zu geringe Gehalte an Sr , Ca und Na auf. Diese Verarmung steht vermutlich in Verbindung mit dem umfangreichen, postmetamorphen Zerfall (? alpine Metasomatose) von Plagioklas zu Hellglimmer, Kalzit und z.T. Epidot (vgl. VON RAUMER et al. 1990). Ca und Sr müssen in einer fluiden Phase abtransportiert worden sein (Ca -Abreicherungen erbrachten auch die chemischen Analysen des Granites von Montées-Pélessier, siehe Kap. 5.4.1).

Das ambivalente Verhalten von Sr , das sich in der Koppelung an K in sauren Gesteinen bzw. an Ca in basischen Magmatiten zeigt, resultiert aus der Substitution für Ca in Plagioklasen basischer bzw. für K in Kalifeldspat saurer Gesteine.

3.2.2 Geochemische Charakterisierung

Für Gesteine mit einem SiO_2 -Gehalt unter 55 Gew.-% wurden mehrere Tests (FRÖHLICH 1960, WALKER et al. 1960, LEAKE 1964, WINCHESTER & MAX 1982) entwickelt, um festzustellen, ob es sich um paragne oder orthogene Amphibolite handelt. Dadurch eignen sich Basite hervorragend, um eine erste Aussage über den orthogenen Charakter zu treffen.



Fast alle Proben haben ein Cr/Ni -Verhältnis über 1 (Ausnahmen: 92/090-5G, 93/090-1AR), und zwei Drittel der Analysen erbrachten Cr -Gehalte über ca. 150 ppm. Nur die Proben 92/090-5G (43 ppm), 93/090-1AR (51 ppm) und 92/094-4G (67 ppm) plotten im Übergangsbereich zwischen Para- und Orthoamphiboliten (FRÖHLICH 1960). Auch die positive Korrelation zwischen Niggli-mg und Cr bzw. Ni sowie zwischen Cr und Ni (Abb. 20c), einem Charakteristikum des Differenzierungsverhaltens von Magmatiten, weisen auf den magmatischen Ursprung der Gesteine hin (LEAKE 1964). Im Diagramm Ni vs. Zr/TiO_2 nach WINCHESTER & MAX (1982) liegen alle Werte im Feld der Magmatite (Abb. 20b).

Schließlich befinden sich selbst im Dreieck CaO - FeO^* - MgO nach WALKER et al. (1960) sämtliche Werte im Feld der orthogenen Amphibolite (Abb. 20a).

In Gesteinen mit einem SiO_2 -Gehalt über 55 Gew.-% bereitet die Beantwortung der Frage nach einem sedimentären Einfluß weitaus größere Schwierigkeiten. Die meisten vorgeschlagenen Tests ergeben im Vergleich sehr widersprüchliche Ergebnisse. Im Diagramm SiO_2 vs. TiO_2 (TARNEY 1977) würden zum Beispiel alle Gesteine mit einem Titanoxidgehalt über zwei Gew.-% prinzipiell sedimentärer Herkunft sein, obwohl genügend Basalte mit höheren Gehalten bekannt sind (vgl. WILSON 1989). Die nach SHAW (1972) berechneten DF-Werte (siehe Kap. 2.1.2) widersprechen den petrographischen Beobachtungen: So wären Proben des GP 001, in denen ein sedimentärer Einfluß am wahrscheinlichsten ist, magmatisch, während Gesteine, die fast keinen Quarz beinhalten und auch sonst offensichtlich magmatischen Ursprunges sind, negative DF-Werte (=sedimentärer Ursprung) haben. Für dieses Problem scheint die fast ausschließliche Verwendung mobiler Elemente für die Ermittlung des DF-Wertes verantwortlich zu sein; er ist nicht anwendbar. Im für Gneise entwickelten Diagramm MgO vs. Al_2O_3 (THÉLIN 1983) kommt die Mehrzahl der Proben im Feld der sedimentären Gesteine zu liegen. Dabei handelt es sich um fast alle Andesite und einen Teil der Dacite. Dementgegen liegen die sauren Gesteine komplett im Feld der magmatischen Gesteine, auch die Gesteine aus dem GP 001 mit eindeutig klastischen Einfluß. Das Diagramm trennt im vorliegenden Fall eher zwischen unterschiedlichen Gesteinstypen als zwischen paragenen und orthogenen Gesteinen. An Metagranitoiden des zentralen Aiguilles-Rouges-Massives (WIRSING mndl. Mitt.) und anhand der Amphibolgneise des Westlichen Gneiskomplexes (Kap. 2.1.2) konnte gezeigt werden, daß beim Hinzutreten von Amphibol zur Paragenese die Gesteine aus dem orthogenen in das paragene Feld verschoben werden.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß kein Diagramm geeignet ist, einen eventuell vorhandenen klastischen Einfluß aufzuzeigen. In Anbetracht der petrographischen Befunde und des eindeutig orthogenen Charakters der Metabasite wird im Folgenden davon ausgegangen, daß die Gesteine keiner bedeutenden sedimentären Beeinflussung unterlagen.

Im Diagramm Zr/TiO_2 vs. SiO_2 (WINCHESTER & FLOYD 1977) nehmen die Proben die Felder von Subalkali-Basalt, Andesit, Dacit/Rhyodacit und Rhyolith ein (Abb. 21a). Die Gehalte an Ce (<6 - 65 ppm) und Ga (13 -22 ppm) sprechen ebenfalls für die Zugehörigkeit zur subalkalischen Gruppe. Nur die Proben 92/001-4G, die auch bei anderen Elementen (Th, U, La) anomal hohe Werte aufweist, und 92/002-1G haben mit 149 ppm Ce bzw. 26 ppm Ga typische Gehalte für Trachyte.

Im Vergleich zum Diagramm Zr/TiO_2 vs. SiO_2 ergeben sich in den Graphen Nb/Y vs. Zr/TiO_2 , Ce vs. Zr/TiO_2 und Ga vs. Zr/TiO_2 (WINCHESTER & FLOYD 1977) bei vielen Proben andere Positionen in bezug auf den zu vergebenden Gesteinsnamen (nicht dargestellt). Vor allem die Dacite und Rhyodacite werden in das Feld der Andesite verschoben. Allerdings variieren die Feldergrenzen zwischen den drei Diagrammen erheblich, so daß die **Zuweisung des Gesteinsnamens nach dem SiO_2 -Gehalt** beibehalten wurde.

Zudem läßt sich im R1-R2-Diagramm (DE LA ROCHE 1980) für die intermediären und sauren Gesteine der umgekehrte Trend feststellen: Die Analysen werden zu noch saureren Gesteinen hin verschoben, so daß ein Teil der Andesite im Dacit- bzw. Rhyodacitfeld, alle Dacite im Feld der Rhyodacite und die Rhyodacite im Rhyolithfeld dargestellt werden (Abb. 21b). Hier macht sich die Ca-Metasomatose bemerkbar. Anreicherungen von Na und Abreicherungen von K bewirken die Verlagerung einiger Proben in die Felder der latitischen Gesteine hinein. Metabasite und basaltische Andesite belegen die Felder von Olivin-Basalt, Tholeiit und Andesin-Basalt. Alle Proben sind subalkalisch. Zu beachten bleibt, daß das Diagramm für H_2O -haltige Analysen entwickelt wurde (pers. Mitt. A. STRECKEISEN).

Der **subalkalische** Charakter der gesamten Suite wird durch die Diagramme Zr vs. P_2O_5 (Abb. 21c), $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ vs. TiO_2 (WINCHESTER & FLOYD 1976), und Y/Nb-Verhältnisse weit über 1 bestätigt. Zu bemerken bleibt, daß auch im TAS - Diagramm (nicht dargestellt) alle Proben subalkalisch sind.

Eine weitergehende **Zuordnung der Suite zur tholeiitischen oder kalk-alkalischen Serie** wird dadurch beeinträchtigt, daß in fast allen zur Verfügung stehenden Diagrammen mobile Elemente einbezogen sind. Die Diagramme Zr vs. P_2O_5 und $\text{Zr/P}_2\text{O}_5$ vs. TiO_2 von WINCHESTER & FLOYD (1976) unterscheiden lediglich zwischen der subalkalischen und der alkalischen Serie. Die in ihnen angeführte Bezeichnung "tholeiitic" ist irreführend, da "(...) the tholeiitic field may prove to represent all subalkaline basalts, rather than just tholeiites (...)" (WINCHESTER & FLOYD 1976, p. 461).

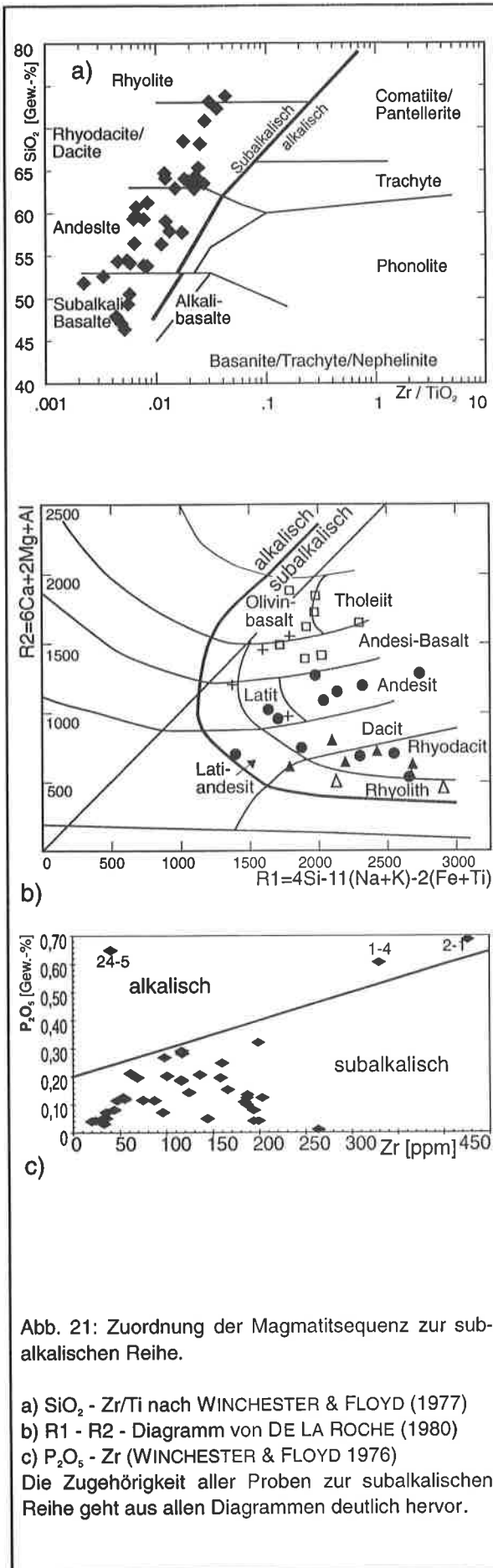


Abb. 21: Zuordnung der Magmatitsequenz zur subalkalischen Reihe.

a) SiO_2 - Zr/Ti nach WINCHESTER & FLOYD (1977)
 b) $R1$ - $R2$ - Diagramm von DE LA ROCHE (1980)
 c) P_2O_5 - Zr (WINCHESTER & FLOYD 1976)
 Die Zugehörigkeit aller Proben zur subalkalischen Reihe geht aus allen Diagrammen deutlich hervor.

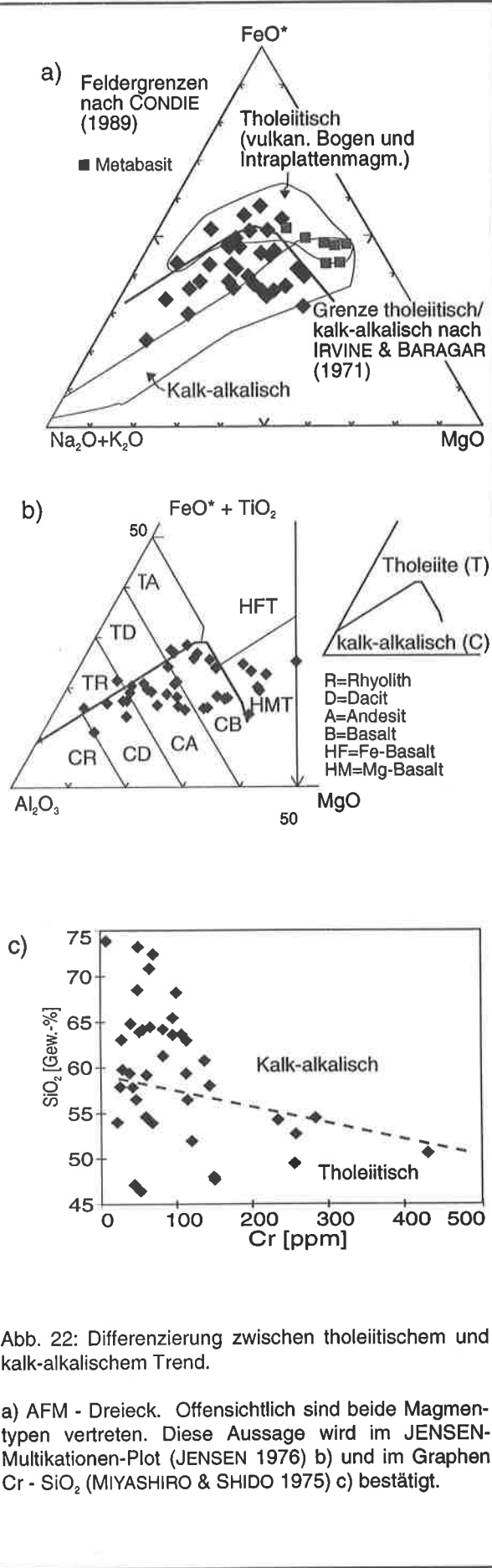


Abb. 22: Differenzierung zwischen tholeiitischem und kalk-alkalischem Trend.

a) AFM - Dreieck. Offensichtlich sind beide Magmentypen vertreten. Diese Aussage wird im JENSEN-Multikationen-Plot (JENSEN 1976) b) und im Graphen $\text{Cr} - \text{SiO}_2$ (MIYASHIRO & SHIDO 1975) c) bestätigt.

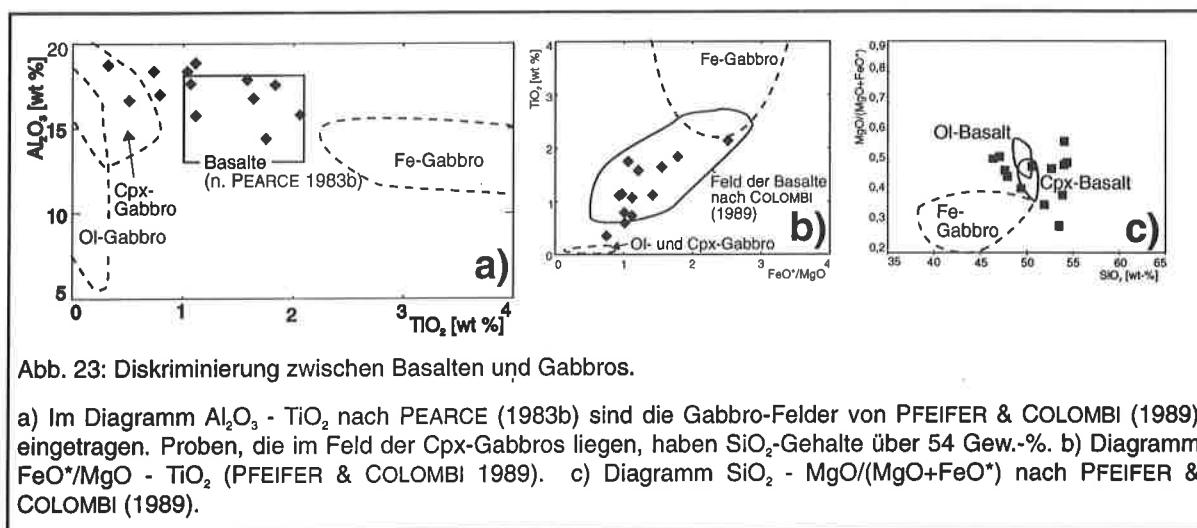
Im AFM-Dreieck zeichnen die Proben insgesamt den kalk-alkalischen Trend ohne Fe-Anreicherung nach. Die Metabasite befinden sich im Tholeiitfeld. Allerdings können in diesem auch undifferenzierbare Metabasite plotten, die beiden Trends angehören können (vgl. Feldergrenzen nach CONDIE 1989, Graphen von MIYASHIRO 1974) (Abb. 22a und c). Im Dreieck Al_2O_3 - $\text{FeO}^* + \text{TiO}_2$ - MgO (JENSEN 1976) (Abb. 22b) liegen fast alle Andesite und höher differenzierten Gesteine im Feld der kalk-alkalischen Serie, die zwischen Basalt und Rhyolit variiert. Die tholeiitische Serie besteht aus Basalten und basaltischen Andesiten sowie zwei Rhyolithen. Im Diagramm Cr vs. SiO_2 von MIYASHIRO & SHIDO (1975) befinden sich die Metabasite im Tholeiitfeld. Die höher differenzierten Gesteine weisen einen kalk-alkalischen Charakter auf, wenn auch einige Andesite im Feld der Tholeiite liegen.

Offensichtlich kommen also beide Magmentypen vor. Sämtliche Metabasite haben einen primitiven, "tholeiitischen" Charakter. Bei den Andesiten handelt es sich sowohl um tholeiitische als auch um kalk-alkalische Gesteine. Die sauren Gesteine gehören der kalk-alkalischen Gruppe an. Die gesamte Magmenserie gehört dem kalk-alkalischen Trend an (Kriterien vgl. GILL 1981, p. 10f).

Im Folgenden sollen die Gesteinsgruppen zunächst für sich besprochen werden, bevor eine weiterführende Interpretation vorgenommen wird.

Basalte und basaltische Andesite

Die Frage, ob ehemalige Basalte oder Gabbros vorliegen, kann mit den Verhältnissen von TiO_2 vs. Al_2O_3 (Pearce 1983b, PFEIFER & COLOMBI 1989) (Abb. 23a), FeO^*/MgO vs. TiO_2 (Abb. 23b) und SiO_2 vs. $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ (Abb. 23c) (PFEIFER & COLOMBI 1989) geklärt werden: Alle Proben weisen für basaltische Schmelzen typische Gehalte der genannten Elemente auf, Metagabbros können nicht vorliegen. Dieser Befund deckt sich mit den petrographischen Ergebnissen, da alle basaltischen Gesteine sehr feinkörnig sind. Dem Diagramm SiO_2 vs. $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ zufolge, könnte es sich um ehemalige Klinopyroxen-Basalte handeln.



Die Elementverteilungsmuster im Normierungsdiagramm Gestein vs. N-MORB (PEARCE 1983b, Normierungswerte in Abb. 24) weisen als Charakteristikum immer eine mehr oder weniger deutliche Nb-Anomalie auf. Diese resultiert aus der Anreicherung der Elemente Sr - Ba sowie Ce und P. Wie bereits diskutiert, ergibt sich die Anreicherung der LILE z.T. aus metasomatischen Elementverschiebungen. Da die Gehalte der Elemente Ce und P in den Metabasiten durch die Metamorphose/Metasomatose weitgehend unbeeinflusst blieben, muß ihre relative Anreicherung primär, also magmatischen Ursprungs sein. Die LILE liegen in ihren Gehalten immer um ein Mehrfaches über den Normierungswerten. Maxi-male Anreicherungen von 15 bis 20fach erreichen K und Rb. Nb liegt meistens unterhalb des Normierungswertes, wobei der Grad der Verarmung sehr unterschiedlich ausfällt (0 bis 10fach!). Die Ta-Gehalte befinden sich fast immer etwas näher an der Vergleichsline bzw. sogar darüber. Alle Elemente ab Zr liegen unter den Gehalten der MORB (Ausnahme: GP 094). Beson-

derer Bedeutung kommt dieser Verarmung dadurch zu, daß diese Elemente während der Metamorphose im wesentlichen immobil blieben und somit die primär magmatischen Gehalte repräsentieren. Interessanterweise tritt fast immer eine negative Ti-Anomalie auf. Da in allen geplotteten Proben TiO_2 nicht sekundär mobilisiert wurde, könnte diese Anomalie auf die Schmelze zurückzuführen sein. Cr kann gegenüber den anderen Elementen angereichert oder reduziert sein.

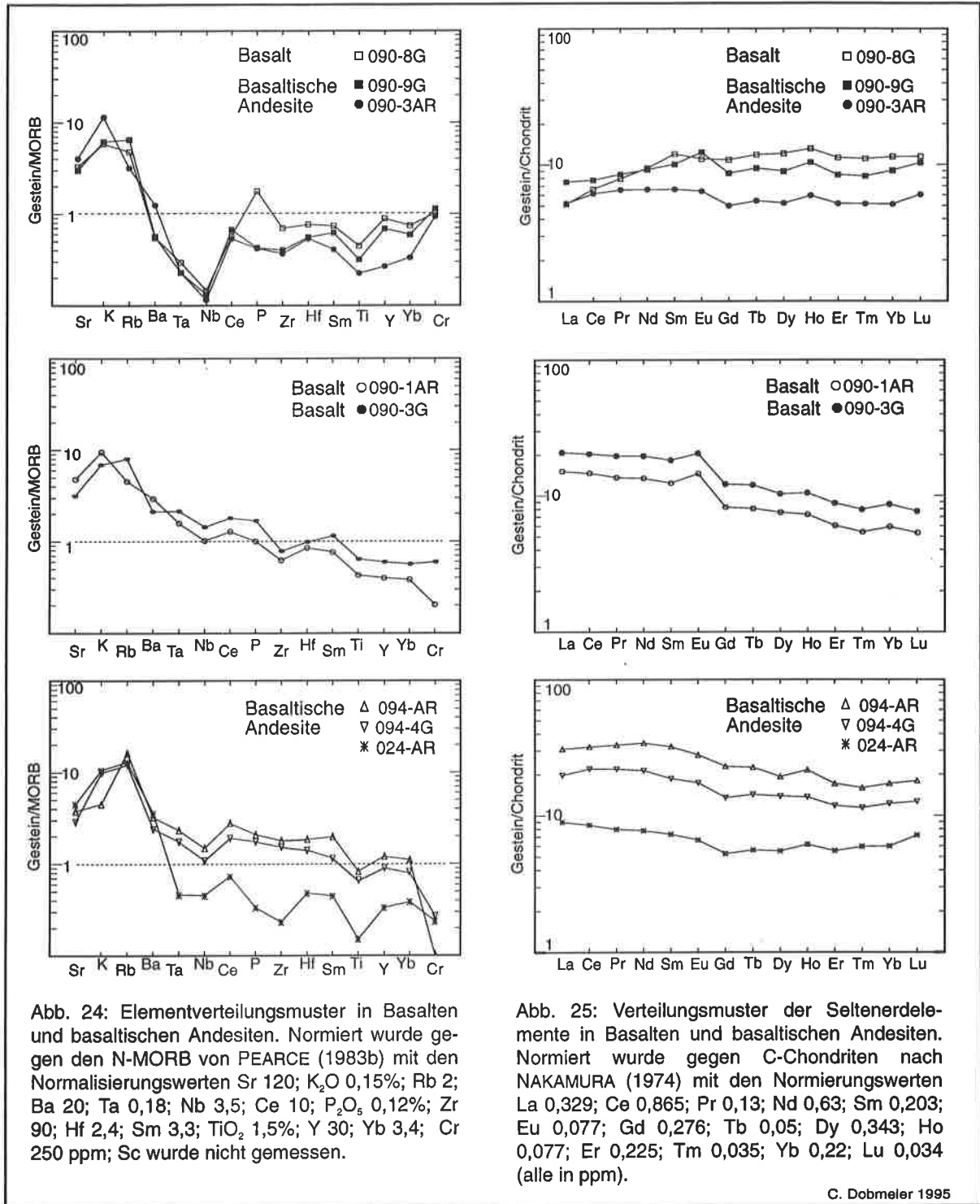
Die Variation der in Abb. 24 gezeigten Muster beruht auf den unterschiedlichen Differentiationsgraden der Schmelzen. Die Muster der Proben 92/090-8G und -9G sowie 93/090-3AR belegen, daß es sich um sehr primitive, tholeiitische Schmelzen gehandelt hat: Die Ta-Nb-Anomalie ist deutlichst ausgebildet, alle Elemente ab Zr liegen mit ihren Gehalten weit unterhalb der Normierungswerte; lediglich Cr ist relativ hoch konzentriert. Im Gegensatz dazu repräsentieren die Probe 93/090-1AR, 92/090-3G und die Proben des GP 094 höher differenzierte Schmelzen, wenngleich auch diese gegenüber dem N-MORB z.T. verarmt sind. Die Nb-Anomalie tritt deutlich zurück, die HFSE können denen des normierenden Gesteines entsprechen. Die Muster gleichen eher denen von kalk-alkalischen Basalten (vgl. PEARCE 1983a). Als Ursache für die Differenz zwischen den beiden Verteilungsmustern kommen unterschiedliche Quellen oder die Veränderung einer Quelle im Lauf der Zeit in Frage. Die endgültige Klärung dieser Frage scheidet an der erheblichen Tektonisierung der Gesteine.

Das Verteilungsmuster mit einer deutlichen, negativen Ta-Nb-Anomalie tritt im wesentlichen nur in Schmelzen auf, die im Einflußbereich einer Subduktionszone entstanden (PEARCE 1982). Erhöhte Gehalte der während der Metamorphose ebenfalls immobil Elemente Ce und P stellen ein zweites Charakteristikum dieser Gesteine dar. Die Anreicherung der beiden Elemente ergibt sich nach allgemeiner Auffassung aus der Beimengung aufgeschmolzener subduzierter Sedimente zum Mantelmagma (diskutiert in PEARCE 1982, 1983a). Als Folge wird die Schmelze kalk-alkalisch. Dementsprechend kann die positive Ce- und P-Anomalie als Anzeiger für die Anwesenheit einer Subduktionszone gewertet werden. Kalk-alkalische Schmelzen eruptieren nicht nur an aktiven Kontinentalrändern ("kontinentale kalk-alkalische Basalte"), sondern auch in entwickelten ("reifen") vulkanischen Bögen, die eine Wurzel aus verdickter (kontinentaler) Kruste besitzen ("ozeanische kalk-alkalische Basalte") (JAKEŠ & WHITE 1971, 1972) und in Kontinent-Kontinent-Kollisionszonen. Gegenüber N-MORB angereicherte Muster, wie sie die Proben aus dem GP 094 zeigen, resultieren aus der Kontamination der Mantelschmelze durch kontinentale Kruste (PEARCE 1982).

Gegen die C-Chondriten von NAKAMURA (1974) aufgetragen, ergeben die SEE immer sehr flache Muster (Abb. 25). Das Verhältnis La/Lu variiert zwischen 0,45 (92/090-8G) und 2,86 (93/090-1AR). Die La/Lu-Verhältnisse unter 1,0 der drei Proben 92/090-8G, -9G und 93/090-3AR weisen diese als primitive, tholeiitische Basalte aus. Der Anstieg der Elementgehalte erfolgt überwiegend innerhalb der leichten SEE (Verhältnis La/Sm 0,43 bis 0,79), während die schweren SEE fast eine Parallele zur x-Achse beschreiben (Verhältnis Gd/Lu 0,83 bis 0,93). Nur in der Probe 92/090-9G existiert eine deutliche, positive Eu-Anomalie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* +2,94$). Die Gesamtsumme der SEE beläuft sich auf 20,45 ppm bis 32,3 ppm. Die Elementkonzentrationen betragen das 5 bis 12fache der Chondritenwerte.

Alle anderen Proben weisen eine relative Abreicherung der schweren SEE gegenüber den leichten SEE auf (La/Lu zwischen 1,25 bis 2,86). Der Grad der Anreicherung variiert erheblich. So besitzt Probe 93/024-AR maximal 10fache Gehalte. Zudem reichern sich die schweren Elemente an (Gd/Sm 0,73). Die gesamte Verarmung geht also auf die leichten SEE zurück (La/Sm 1,23). Der Gehalt an SEE beläuft sich auf 20,45 ppm. In der Probe 93/090-1AR (Summe der SEE 40,42 ppm), die das größte La/Lu-Verhältnis besitzt, fällt das Muster kontinuierlicher ab (La/Sm 1,22, Gd/Lu 1,55). Ein deutlicher Sprung tritt aber von Sm zu Gd auf, wobei dieser durch die deutliche Eu-Anomalie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* +4,23$) etwas kaschiert wird. Aus demselben Aufschluß stammt Probe 92/090-3G, die sich allein durch einen höheren Gesamtgehalt an SEE (55,46 ppm) von der vorherigen unterscheidet. Die beiden Analysen vom GP 094 liegen wesentlich höher (Anreicherung 15-30fach), was der Anstieg der SEE-Gehalte auf 63,39 (96,72) ppm dokumentiert. Das Gefälle der Verteilung wird auch durch ein deutliches Absinken der schweren gegenüber den leichten SEE bewirkt (La/Sm 1,6, Gd/Lu 1,2).

Aufgrund der geringen SEE-Gehalte kann es sich insgesamt nur um tholeiitische Basalte oder Komatiite handeln (CULLERS & GRAF 1984a), wobei letztere ausgeschlossen werden können ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 <1$). Die flachen Spektren unterstützen diese Zuordnung. Insgesamt ansteigende Verteilungsmuster belegen einen primitiven Charakter einiger Proben (N-MORB, primitive Tholeiite anderer plattentektonischer Positionen). In den vorge-



stellten, N-MORB ähnlichen Proben variieren die La/Ta-Verhältnisse zwischen 33,8 und 61,8, wodurch sie erheblich über den für N-MORB typischen Verhältnissen von ca. 18 liegen (SAUNDERS 1984). Diesem Wert kommen die differenzierteren Proben näher (La/Ta 24,1 bis 17,8). Die stärkere Differentiation dieser Gesteine kommt auch in den erhöhten Gehalten der SEE und in der negativen Steigung der Verteilung zum Ausdruck. Die Nb/Ta-Verhältnisse von 10,2 bis 13,22 (Ausnahme 93/024-AR: 19,88) entsprechen nach GREEN (1995) eher dem Durchschnittswert kontinentaler Kruste. Allerdings ist fraglich, ob dies als Argument einer intrakontinentalen Entstehung der gesamten Sequenz gedeutet werden kann, da Green fast keine Basalte aus vulkanischen Bögen in seine Untersuchung einbezogen hat.

Andesite

Im Gegensatz zu basischen und sauren Gesteinen existieren in der Literatur kaum Diskriminationsdiagramme, die auch für metamorphisierte Andesite verwendet werden dürfen. Die Klassifikation der inter-mediären Magmatite basiert im wesentlichen auf K_2O , also einem mobilen Element. Auch konnte sich bis heute wegen der hohen Diversität der Gruppe kein Normierungsstandard etablieren. Die Normierung gegen MORB kann nicht unmodifiziert verwendet werden, da die fraktionierte Kristallisation zu Veränderungen in der Inkompatibilität/Kompatibilität eines Elementes führt, die wiederum vom Magmentyp abhängig sind (PEARCE 1982).

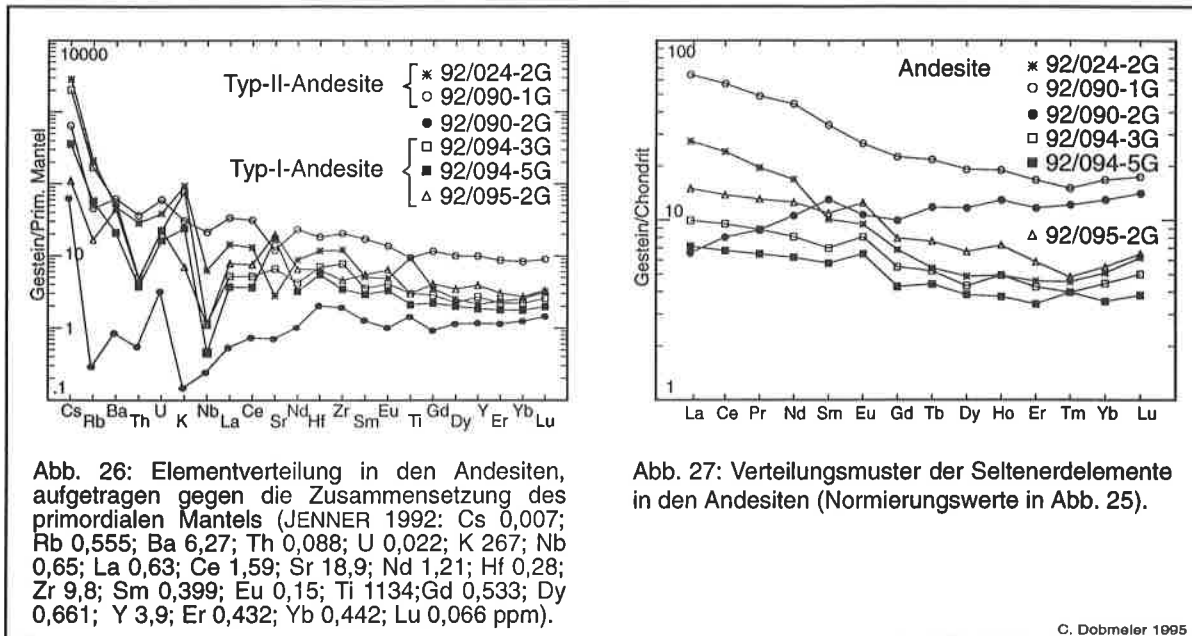
Wie bereits festgestellt wurde, kommen sowohl kalk-alkalische als auch tholeiitische Andesite vor. Dieser Spur soll nachgegangen werden: Der Gehalt an TiO_2 schwankt zwischen 0,4 und 2,49 Gew.-%. Dabei können zwei Gruppen voneinander getrennt werden: Gruppe 1 (**Typ-I-Andesite**) weist Gehalte unter 1,2 Gew.-% auf, während Andesite der zweiten Gruppe (**Typ-II-Andesite**) immer mehr als 1,6 Gew.-% des Oxides haben. An hohe Ti-Gehalte sind hohe P_2O_5 -Gehalte ($>0,25$ Gew.-%) und umgekehrt an geringe Ti-Gehalte auch niedrige P_2O_5 -Gehalte ($<0,15$ Gew.-%) gebunden. Zudem ist der Typ II im Vergleich zum Typ-I-Andesit an Zr und an SEE angereichert. Die hoch-Ti-P-Gruppe (Typ-II) besteht aus den Proben 92/002-1G, 92/024-2G, 92/024-3G und 92/090-1G. Zur niedrig-Ti-P-Gruppe (Typ-I) gehören 92/001-5G, 94/002-2G, 92/090-11G, 92/094-3G, 92/094-5G, 92/095-1G und 92/095-2G. Die Probe 92/090-2G nimmt eine Übergangsposition zwischen den beiden Gruppen ein. Zur Probe 92/090-11G muß einschränkend bemerkt werden, daß es sich bei der, aus dem stark zerscherten Bereich am Kontakt zum Westlichen Gneiskomplex stammenden, Analyse vermutlich um einen ehemaligen Metabasit handelt, der sekundär relativ an SiO_2 angereichert wurde.

In den Diagrammen von MIYASHIRO (1974) und MIYASHIRO & SHIDO (1975) SiO_2 vs. Cr (Abb. 22c) sowie FeO^*/MgO vs. SiO_2 , FeO^* oder TiO_2 (nicht dargestellt) kommen die Proben 92/002-1G und 92/090-1G immer im Feld der Tholeiite zum liegen. Die Proben 92/024-2G, 92/024-3G, 92/090-2G und 92/090-11G plotten nur in einigen der Diagramme in diesem Feld. Im AFM-Dreieck mit den Feldergrenzen nach CONDIE (1989) befinden sich die Proben 92/002-1G, 92/090-1G und 92/090-11G innerhalb und 92/024-2G, 92/024-3G sowie 92/090-2G im Randbereich zum Tholeiitfeld. Typ-II-Andesite zeichnen sich durch Ti/V-Verhältnisse um oder über 50 aus. Somit gehört die tholeiitische Probe 92/090-11G mit einem Ti/V-Verhältnis <20 zweifellos nicht zu diesem Typ.

Im Diagramm Ti vs. Zr (Abb. 31) von PEARCE (1982) sind die tholeiitischen hoch-Ti-P-Andesite klar von den niedrig-Ti-P-Andesiten getrennt: Die tholeiitischen Andesite liegen im Feld der Intraplattenmagmen (z.T. im MORB-Feld) oberhalb der Trennlinie zwischen differenzierten und primitiven Schmelzen, während sich die kalk-alkalischen Andesite erwartungsgemäß als differenzierte Magmen "vulkanischer Bögen" auszeichnen.

Die Verhältnisse Th vs. La und Nb vs. La (GILL 1981) bestätigt sich sowohl die Zuordnung der Proben zu den orogenetischen Andesiten als auch die Auftrennung in zwei Gruppen: Die berechenbaren Proben der Typ-II-Andesite befinden sich im Feld der mittel- bis hoch-K-Andesite, die Typ-I-Andesite liegen im Feld der niedrig-K-Andesite (nicht dargestellt). Zu bedenken ist, daß die Gehalte der drei Elemente in tholeiitischen Andesiten immer höher sind als in vergleichbaren kalk-alkalischen Gesteinen, so daß sich die Zuordnung zu niedrig-K-Andesiten einerseits und mittel-K-Andesiten andererseits einfach aus dem unterschiedlichen Schmelzencharakter ergeben kann (GILL 1981). Die Bildung sowohl tholeiitischer als auch kalk-alkalischer Schmelzen geschieht an vielen aktiven Plattenrändern gleichzeitig und nebeneinander und stellt somit nichts Außergewöhnliches dar. Ihre Genese wird auf komplexe Schmelz- und Kristallisationsprozesse zurückgeführt (CULLERS & GRAF 1984b).

Die gegen den primordialen Mantel normierten Elementverteilungsmuster (Abb. 26) weisen einen für alle Proben konsistenten Verlauf auf. Die stets vorhandenen negativen Th- und Nb-Anomalien nehmen in ihrer Intensität mit zunehmender Elementgesamtanreicherung (=Zunahme des tholeiitischen Charakters) ab. Beide tholeiitischen Andesite haben ähnliche Ti-Gehalte und sind in den leichten SEE, Zr, Th, Nb und U gegenüber den Typ-I-Andesiten angereichert. Sr nahm in letzteren zu, während in Typ-II-Andesiten eine negative Anomalie entstand. Die Probe 92/090-2G weist die geringste Anreicherung auf.



In den Andesiten beträgt das La/Lu-Verhältnis 1,55 bis 4,52, wobei sich das Gefälle des Verteilungsmusters (Abb. 28) vor allem aus der erheblichen Abnahme innerhalb der leichten SEE (La/Sm 1,24 bis 2,72, Gd/Lu 1,07 bis 1,27) ergibt. Allein Probe 92/090-2G hat mit einem La/Lu-Verhältnis von 0,4 eine SEE-Verteilung, die nur in primitiven basaltischen Schmelzen auftritt. Für Andesite ist dieses Verhältnis völlig ungewöhnlich. Das geringe Verhältnis geht im wesentlichen auf eine Abnahme der leichten SEE zurück (La/Sm 0,5, Gd/Lu 0,7). Das Gefälle ist in Typ-II-Andesiten (La/Sm >3) steiler als in Typ-I-Andesiten (La/Sm <2). Die kalk-alkalischen Proben weisen zumeist eine schwache, positive Eu-Anomalie auf (Eu/Eu* +1 bis +3), allein in den Proben 92/090-1G und 92/090-2G nahm Eu relativ ab (Eu/Eu* -1,5 bzw. -0,74). Nach CULLERS & GRAF (1984b) unterscheiden sich kontinentale Andesite von "ozeanischen" (=Andesite von Inselbögen) durch höhere SEE-Gesamtgehalte (67-341 ppm gegenüber 25 bis 178 ppm). In den Proben variiert die Summe der SEE zwischen 19,43 ppm (92/094-5G) und 137,85 ppm (92/090-1G). Die niedrigen Gehalte sprechen für ozeanische Andesite. Relativ hohe Eu/Sm-Verhältnisse von 0,3 bis 0,44 bestärken diese Zuordnung.

Dacite, Rhyodacite und Rhyolithe

Zr- und Nb-Gehalte der Proben (soweit diese nicht unter der Nachweisgrenze von 5 ppm liegen und somit nicht exakt angegeben werden können) bewegen sich innerhalb der für subalkalische (Zr-Gehalt <350 ppm), kalk-alkalische oder tholeiitische (Zr <200 ppm) Gesteine typischen Werte (LEAT et al. 1986). Die Proben 92/001-4G und 92/001-7G plotten wegen ihrer höheren Zr-Gehalte im Feld der hoch-K-Serie.

Die TiO₂-Konzentrationen von 0,70 - 0,95 Gew.-% (92/001-4G: 1,22 %) liegen für Dacite und Rhyodacite vergleichsweise hoch. Daß die Probe 92/001-7G bei 72,44 Prozent SiO₂ mit einem TiO₂-Gehalt von 0,74 % aufwartet (vergleichbar: Probe 93/150-1), legt eine Anreicherung von SiO₂ nahe. Nach EWART (1979) erreichen kalk-alkalische und hoch-K Rhyolithe (< 73 % Gew.-SiO₂) nicht mehr als 0,35 Gew.-% TiO₂. Diese Bedingung erfüllt nur die Probe 92/090-2. Bei den anderen diskutierten Proben handelt es sich demnach keinesfalls um hochdifferenzierte felsische Gesteine. Allein die Probe 92/090-2 kann mit einem TiO₂-Gehalt von 0,34 Gew.-% als echter Rhyolith betrachtet werden.

Weitere petrogenetische Informationen bieten Elementverteilungsdiagramme, in denen die Proben auf den hypothetischen mittelozeanischen Granit (ORG) von HARRIS et al. (1986) normiert wurden (Normierungswerte in Abb. 28). Die in Abb. 28 dargestellten Verteilungsmuster weisen Formen auf, die typisch für Granite vulkanischer Bögen und für Granite aus Kollisionszonen sind (PEARCE et al. 1984). Nb-Werte unter 20 ppm und Y-Gehalte kleiner 40 ppm unterstützen diese Zuordnung. Eine Unterscheidung zwischen synkollisionalen Graniten und Graniten vulkanischer Bögen ermöglicht der Rb-Gehalt im Diagramm Y+Nb vs. Rb (Abb. 30) von PEARCE et al. (1984). Synkollisionale Granite zeichnen sich durch hohe Rb-Gehalte aus. Alle Proben liegen unterhalb der Grenze im Feld der Granite vulkanischer Bögen. Leider gehört nun Rb zu den Elementen, die

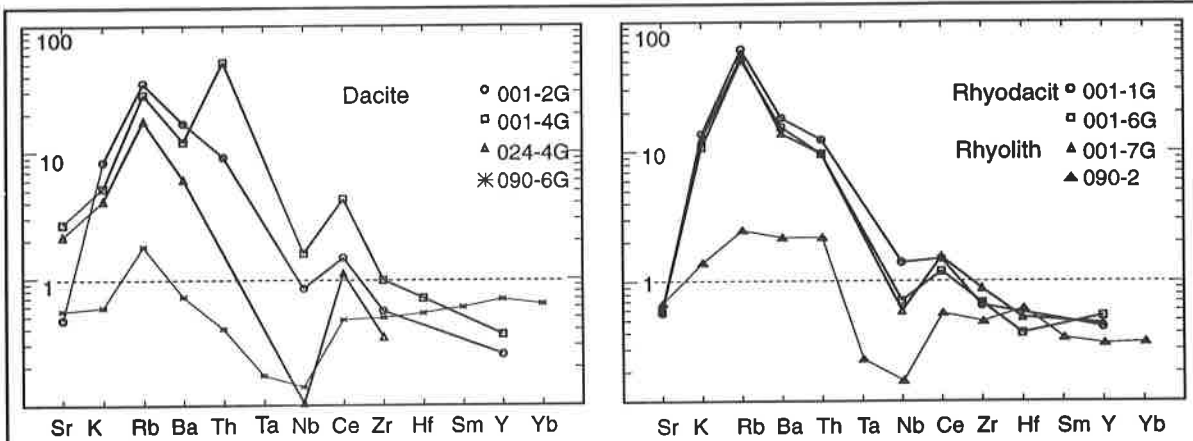


Abb. 28: Elementverteilungen in den sauren Metavulkaniten. Alle Proben wurden gegen den hypothetischen mittelozeanischen Granit (ORG) von HARRIS et al. (1986) normiert (Sr = 100; K₂O 0,4 %; Rb 4; Ba 50; Th 0,8; Ta 0,7; Nb 10; Ce 35; Zr 340; Hf 9; Sm 9; Y 70; Yb 8 ppm).

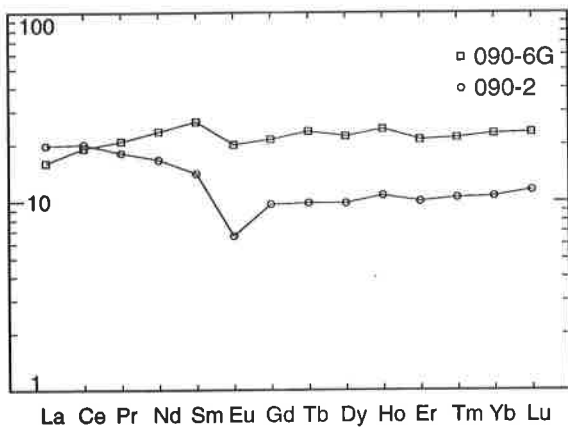


Abb. 29: Verteilung der SEE in Daciten und Rhyolithen. Aufgetragen wurde gegen C-Chondriten (Normierungswerte siehe Abb. 25). Besondere Bedeutung kommt dem Verteilungsmuster des Metadacites (92/090-6G) zu.

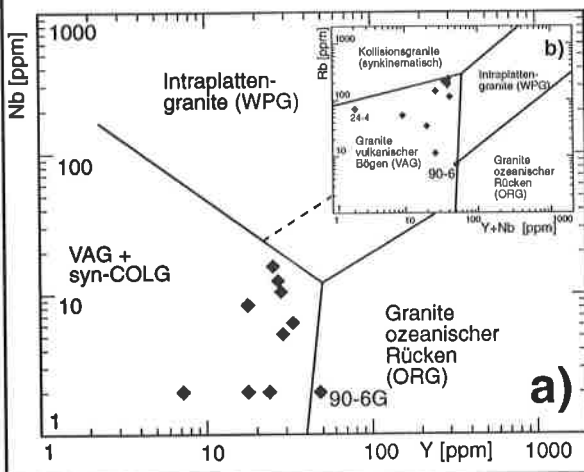


Abb. 30: Aufdringbereich der sauren Metavulkanite. a) Diagramm Y - Nb (PEARCE et al. 1984). b) Das Diagramm (Y+Nb) - Rb (PEARCE et al. 1984) trennt Granite vulkanischer Bögen von kollisionszonen gebundenen Graniten.

C. Dobmeyer 1995

während der Metamorphose erheblich variiert werden. Wie bereits gezeigt wurde, kam es im wesentlichen zu einer Rb-Anreicherung; die magmatischen Rb-Werte lagen höchstwahrscheinlich weit unterhalb der gemessenen Gehalte. Somit ist in diesem Fall die Verwendung des Diagrammes mit Vorsicht erlaubt. Die daraus abgeleitete Aussage, daß die Proben innerhalb eines vulkanischen Bogens extrudierten, steht im Einklang mit ihrem kalk-alkalischen bis hoch-K-Charakter. Die gleichen Autoren haben für dieselbe Fragestellung ein Yb vs. Ta-Diagramm entwickelt. Beide Proben, für die Analysen der betreffenden Elemente vorliegen befinden sich mit Ta-Gehalten kleiner 0,15 ppm und Yb-Gehalten unter 5 ppm eindeutig im Feld der Gesteine aus vulkanischen Bögen (nicht dargestellt).

Die metadacitische Probe 92/090-6G weist bei einer SEE-Summe von 72,42 ppm und einem La/Lu-Verhältnis von 0,69 eine negative Eu-Anomalie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* -3,6$; $\text{Eu}/\text{Sm} 0,29$) auf (Abb. 29). Dacite oder Trondhjemite mit einer solchen SEE-Charakteristik kommen ausschließlich in Inselbögen vor (CULLERS & GRAF 1984b).

Der Rhyolith (92/090-2) besitzt ebenfalls eine schwach negative Eu-Anomalie ($\text{Eu}/\text{Eu}^* -3$) (Abb. 29). Aufgrund der Eu/Sm -Verhältnisses von 0,18, einem La/Lu-Verhältnis von 1,74 und einer SEE-Summe von 51,98 ppm gehört er eindeutig zur Gruppe der Granite/Rhyolithe mit einer moderaten Eu-Anomalie (CULLERS & GRAF 1984b).

3.2.3 Geotektonische Position

Für die Ermittlung der geotektonischen Position des Aufdringbereiches des GGK können mehrere voneinander unabhängige Wege beschriftet werden:

1. Einige geotektonische Räume sind mit einer spezifischen Magmen-Assoziation verbunden (WILSON 1989).
2. Die Anreicherung bzw. Verarmung an bestimmten Elementen und Elementgruppen charakterisiert ebenfalls geotektonische Räume (z.B. PEARCE 1983b, THOMPSON et al. 1984).
3. Das Verhältnis zwischen zwei oder mehreren Elementen kann einen geotektonischen Raum definieren. Hierzu wurden in den siebziger und achtziger Jahren eine Vielzahl von Diskriminationsdiagrammen entwickelt, die sich in ihrer unreflektierten Anwendung aber allzuoft als sehr problematisch erwiesen haben (vgl. MYERS & BREITKOPF 1989).

zu 1: Die Anwesenheit von Metaandesiten und noch höherdifferenzierter Vulkanite schließt die Entstehung der Sequenz im Bereich eines mittelozeanischen Rückens oder eines back-arc-Beckens aus. Kalk-alkalische Magmenserien entstehen ausschließlich an destruktiven Plattengrenzen. Die Bildung im intraozeanischen oder intrakontinentalen Bereich scheidet somit aus (WILSON 1989). Dies muß betont werden, da Magmen und Magmenserien von ähnlicher Zusammensetzung und SiO_2 -Streuweite auch in Flutbasaltprovinzen vorkommen (BELLIENI et al. 1986).

zu 2: Einige der in Metabasiten vorgefundenen Verteilungsmuster der SEE (Abb. 25) kommen nur bei N-MORB und bei sogenannten "Inselbogen-Tholeiiten (island-arc-tholeiit IAT)" vor (CULLERS & GRAF 1984a). Allerdings werden in der Literatur sämtliche tholeiitischen Basalte aus Subduktionszonen als IAT bezeichnet, gleich ob sie von ozeanischen Inseln oder aus den Anden stammen. Meiner Ansicht nach sollte man dementsprechend eher von "subduktionszonengebundenen Tholeiiten (SZT)" sprechen. Andere Metabasite zeigen Elementanreicherungen an, die auf eine höhere Differentiation des Ausgangsmaterials schließen lassen. Die Muster entsprechen denen von E-MORB (SEE) bzw. schwach kalk-alkalischen Basiten (Normierung gegen N-MORB). Die N-MORB-normierten Diagramme (PEARCE 1982, 1983a) sind stets mit einer z.T. sehr ausgeprägten Ta-Nb-Anomalie versehen, die die Gesteine als SZT ausweist. Diese Anomalie kann auch in Flutbasalten vorkommen.

Die SEE-Gehalte der Andesite entsprechen eher den Werten, die in "ozeanischen" Andesiten gemessen wurden, als denen von kontinentalen Andesiten (CULLERS & GRAF 1984b). Demzufolge kommt als Aufdringbereich vor allem ein Inselbogen in Frage. Diese Zuordnung wird durch die Eindeutigkeit der SEE-Verteilung und -Verhältnisse im Metadacit eindeutig bestätigt.

Die SEE-Gehalte und die Verteilungsmuster der ORG-normierten Rhyolithe ermöglicht ebenfalls die Zuordnung zu kollisionszonengebundenen Schmelzen (synkollisional oder aktiver Plattenrand).

Somit ergibt sich aus der Betrachtung der einzelnen Gesteinsgruppen stets die gleiche Aussage.

zu 3: Viele Diskriminationsdiagramme verwenden Elemente, die in den untersuchten Gesteinen einer metamorph/metasomatischen Veränderung unterlagen. Deshalb wurde zunächst auf Diagramme zurückgegriffen, die immobile Elemente oder Elementverhältnisse verwenden. Andere Graphen unterscheiden nicht immer zwischen verschiedenen geotektonischen Räumen, sondern zeichnen nur/auch Differentiationstrends nach (Diskussion siehe MYERS & BREITKOPF 1989).

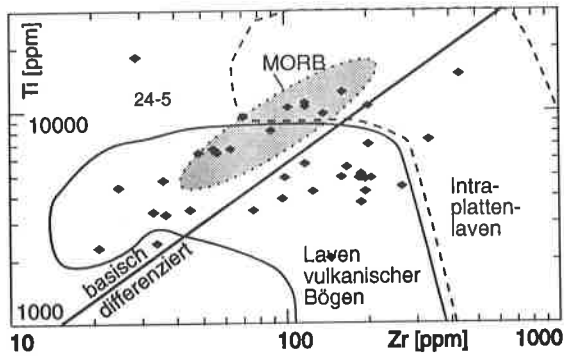


Abb. 31a: Die Proben belegen überwiegend das Feld der Schmelzen aus vulkanischen Bögen (durchgezogene Linie) im Diagramm Zr vs. Ti (PEARCE 1982). Wenige Proben befinden sich im Feld der Intraplattenmagmen (gestrichelte Linie), wobei dieser Bereich zumeist auch durch das MORB-Feld abgedeckt wird (Diskussion im Text). Die Lage der Probe 92/024-5G geht auf die synmetamorphe Ti-Anreicherung zurück.

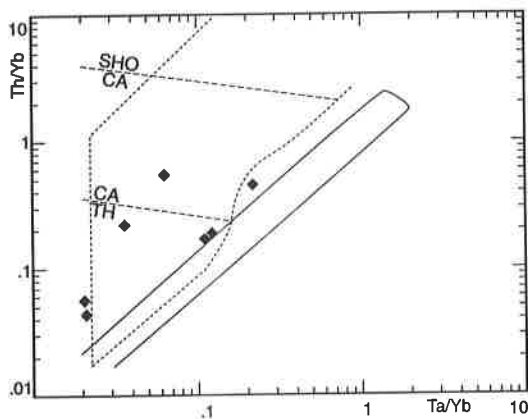


Abb. 31b: Diagramm Ta/Yb vs. Th/Yb (PEARCE 1982) zur Trennung von MORB (durchgehende Linie) und Basiten von aktiven Kontinentalrändern (gestrichelte Linie). Das Verhältnis Th/Yb diskriminiert zwischen shoshonitischen (SHO), kalk-alkalischen (CA) und tholeiitischen (TH) Basiten. Aufgrund des niedrigen Th/Yb-Verhältnisses handelt es sich vermutlich um Inselbogentholeiite.

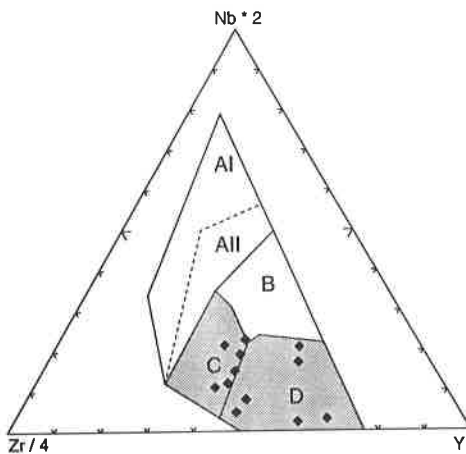


Abb. 31c: Geotektonische Diskrimination von Metabasiten im Dreieck Zr/4 - Y - Nb*2 von MESCHÉDE (1986). Alkalische Intraplattenbasalte in AI, AII; Tholeiitische Intraplattenbasalte in AII, C; B = P-MORB; D = N-MORB; subduktionszonengebundene Basalte in C, D (grau hinterlegt). Alle Proben befinden sich in den Feldern C und D.

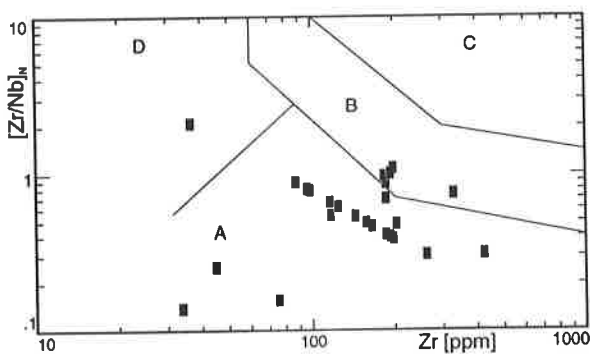


Abb. 31d: Diagramm Zr vs. $(Zr/Nb)_N$ (THIÉBLEMONT & TÉGEY 1994) zur geotektonischen Diskrimination magmatischer Gesteine mit $SiO_2 > 55$ Gew.-%. Die Normalisierungswerte betragen für Nb 0,6175 ppm und für Zr 9,714 ppm. A = Subduktionszonen-gebundene Gesteine; B = Kollisionszonen-gebundene kalk-alkalische Gesteine, Intraplatten-Tholeiite; C = alkalische Intraplatten-Magmatite; D = peraluminöse Gesteine. Die Proben belegen bevorzugt das Feld der Magmatite von aktiven Kontinentalrändern.

Im Diagramm Zr vs. Ti (PEARCE 1983b) belegt der überwiegende Teil der Proben das Feld von Laven vulkanischer Bögen. Einige Basalte und die Typ-II-Andesite befinden sich im MORB-Feld, das auch einen Teil des Feldes der Intraplattenlaven bedeckt (Abb. 31a).

Im Diagramm $Zr/4-Y-Nb \cdot 2$ von MESCHÉDE (1986) kommen die Metabasite in den Feldern C und D für Basalte vulkanischer Bögen zum liegen (Abb. 31c). Das gleiche Ergebnis ergibt sich im Dreiecksdiagramm Th-Ta-Hf/3 von WOOD et al. (1979a): Die Proben plotten immer im oder am Rand des Feldes D ("destructive plate margin") (nicht dargestellt). In den Diagrammen Ta/Yb vs. Th/Yb (Abb. 31b) und Ta/Yb vs. Ce/Yb (nicht dargestellt) (PEARCE 1982, 1983a) belegen sie das Feld der tholeiitischen und den unteren Bereich des Feldes der kalk-alkalischen Basalte vulkanischer Bögen. Das Ta/Yb-Verhältnis korrespondiert insgesamt mit Basalten aus Inselbögen. Eine Trennung von kontinentalen und ozeanischen Bögen ist nach PEARCE (1983a) auch durch das Verhältnis von Zr zu Zr/Y möglich. Die Proben belegen beide Bereiche, wobei im Feld der Inselbögen die primitiven Metabasite liegen, während die Verhältnisse der differenzierteren Gesteine einen kontinentalen Bogen widerspiegeln. Wie das zu interpretieren ist, bleibt offen, da eine solche lineare Anordnung auch auf andere Effekte (z. B. Krustenkontamination, höherer Grad der partiellen Aufschmelzung etc.) zurückgeführt werden können. Tatsächlich zeigt die analysierte Magmenserie ähnliche Elementkonzentrationen, wie sie für die Gesteine von Tonga, Fiji und insbesondere des Sunda-Bogens, der von ozeanischer Kruste unter-schoben wird (Java - Lombok), angegeben werden (siehe THORPE 1982). Laut CABANIS & THIÉBLEMONT (1988), können Flutbasalte durch die Verhältnisse Nb/Gd und Ta/Tb klar von Basalten vulkanischer Bögen unterschieden werden. Da die entsprechenden Verhältnisse in den Proben fast immer kleiner sind als im primordialen Mantel, handelt es sich nicht um Flutbasalte.

Das Diagramm $(Nb/Zr)_N$ vs. Zr. von THIÉBLEMONT & TÉGYEY (1994) bzw. THIÉBLEMONT et al. (1994) soll den Angaben der Autoren zufolge eine Differenzierung verschiedener Aufdringbereiche für Gesteine mit $SiO_2 > 55$ Gew.-% ermöglichen. In diesem Diagramm (Abb. 31d) liegen fast alle Analysen, die minimal diesen SiO_2 -Gehalt besitzen, im Feld der aktiven Kontinentalränder und back-arc-Becken.¹ Über die Zuverlässigkeit des neuen Diagrammes ist nichts bekannt. Die Ergebnisse stimmen aber mit den an den Metabasiten gewonnenen Informationen überein.

Zuletzt sei auch noch auf die Zuordnung der sauren Gesteine in den Diagrammen Y+Nb vs. Rb und Yb vs. Ta (PEARCE et al. 1984) zu den Gesteinen vulkanischer Bögen hingewiesen.

Alle drei analysierten Gesteinstypen -basisch, intermediär und sauer- haben eindeutig eine chemische Zusammensetzung, die typisch für **Gesteine destruktiver Plattenränder** ist. Weiterhin ergaben sich zahlreiche Hinweise dafür, daß es sich dabei um einen **Inselbogen** gehandelt hat. Die beiden anderen Argumentationslinien unterstützen diese Zuordnung.

3.2.4 Überlegungen zur Petrogenese der Gesteine

Bei der geochemischen Untersuchung der Metabasalte und Metaandesite hat sich gezeigt, daß mindestens zwei unterschiedliche Magmentypen vorkommen, die sich in ihrem Differentiationsgrad voneinander unterscheiden. Qualitative petrogenetische Untersuchungen sollen zur Klärung ihrer Genese beitragen. Auf quantitative Modellierungen wurde wegen der erheblichen metamorphen Überprägung der Gesteine verzichtet.

Für die petrogenetischen Überlegungen finden vor allem die Proben aus dem GP 090 Verwendung, da an ihnen verschiedene Schmelzenentwicklungen innerhalb eines geochemischen Profils demonstriert werden können. Besonders anschaulich wird dies im Vergleich der SEE-Muster (Abb. 25, 27, 29). Die unterschiedlichen La/Lu-Verhältnisse lassen auf unterschiedliche Quellen schließen, da konkave C-Chondriten-normierte Verteilungen in Tholeiiten mit einer im Verhältnis zu N-MORB bereits verarmten Quellregion vorkommen, während konvexe Verteilungen eine an SEE angereicherte Quelle erfordern (CULLERS & GRAF 1984a).

Die aus dem gleichen Aufschluß und demselben Gestein stammenden Proben 92/090-3G und 93/090-1AR zeigen eine relative Anreicherung der SEE. Der Andesit 92/090-1G liegt in den SEE-Gehalten noch höher. Alle

¹ In Proben mit Nb-Gehalten unterhalb der Nachweisgrenze wurde Nb gleich der Nachweisgrenze von 5 ppm gesetzt. Dadurch entspricht das Verhältnis Nb/Zr immer dem Höchstmöglichen.

drei Analysen gehören vermutlich zur gleichen Schmelzenentwicklung, da sie durch eine, in keiner anderen Analyse vorhandene, leicht negative Tm-Anomalie charakterisiert werden. Das Ansteigen der SEE-Gehalte mit dem SiO₂-Gehalt entsteht bei fraktionierter Kristallisation als steuernder Faktor der Magmengenesse. Daß dabei die leichten SEE gegenüber den schweren SEE stärker angereichert werden, ist nicht ungewöhnlich. Die in beiden Basalten vorhandene, ausgeprägte positive Eu-Anomalie deutet die Anreicherung von fraktionierten Plagioklasen in der Schmelze an (HASKIN 1984).

Da die Zunahme der SEE-Gehalte nicht gerichtet mit dem SiO₂-Gehalt erfolgt, kommt der fraktionierten Kristallisation für die Petrogenese der zweiten Gruppe eine wesentlich geringere Bedeutung zu. Vermutlich machen sich hier vor allem Unterschiede im Grad des partiellen Aufschmelzens bemerkbar. Die flachen Verteilungsmuster lassen sich auf die Fraktionierung von Olivin und/oder Klinopyroxen bei niedrigen Drucken zurückführen (CULLERS & GRAF 1984). Das Vorhandensein einer positiven Eu-Anomalie in mehreren Andesiten (Abb. 27) deutet auf die Anwesenheit von residualem Plagioklas hin. Eine andere Erklärung liegt darin, daß die Reduktion von Eu³⁺ zu Eu²⁺ und die damit verbundene Möglichkeit zum Einbau des Eu in Plagioklas anstelle von Ca²⁺ durch geringe f_{O2}-Werte verhindert wurde.

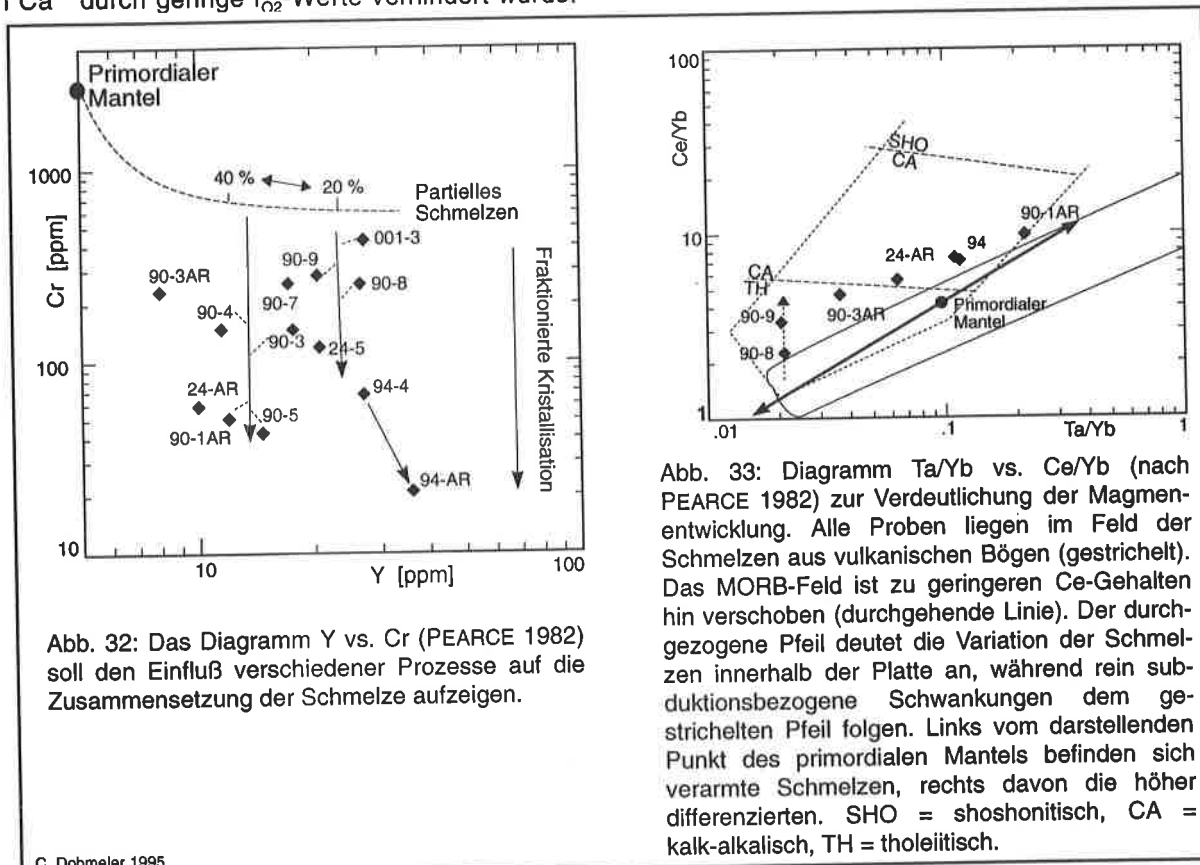


Abb. 32: Das Diagramm Y vs. Cr (PEARCE 1982) soll den Einfluß verschiedener Prozesse auf die Zusammensetzung der Schmelze aufzeigen.

Abb. 33: Diagramm Ta/Yb vs. Ce/Yb (nach PEARCE 1982) zur Verdeutlichung der Magmenentwicklung. Alle Proben liegen im Feld der Schmelzen aus vulkanischen Bögen (gestrichelt). Das MORB-Feld ist zu geringeren Ce-Gehalten hin verschoben (durchgehende Linie). Der durchgezogene Pfeil deutet die Variation der Schmelzen innerhalb der Platte an, während rein subduktionsbezogene Schwankungen dem gestrichelten Pfeil folgen. Links vom darstellenden Punkt des primordialen Mantels befinden sich verarmte Schmelzen, rechts davon die höher differenzierten. SHO = shoshonitisch, CA = kalk-alkalisch, TH = tholeiitisch.

Niedrige Cr- und Ni-Gehalte in allen Metabasiten belegen, daß die Quellregion gegenüber der N-MORB-Quelle verarmt und somit bereits höher entwickelt war. Im Diagramm Y vs. Cr sind die höher differenzierten Gesteine zu niedrigeren Y-Gehalten hin verschoben. Das widerspricht aber der Annahme, daß primitive tholeiitische Schmelzen einen höheren Grad an partieller Aufschmelzung erfordern als differenziertere Basite. PEARCE (1982) zeigt mehrere Lösungen für dieses scheinbare Dilemma auf. Im vorliegenden Fall könnte die Vermischung von Cr und Y-armen Schmelzen aus der Subduktionszone mit aus dem Aufschmelzen der untergeschobenen Kruste gewonnenen Magmen eine wesentliche Rolle spielen, da die differenzierten Gesteine geochemisch einen kontinentalen Einfluß belegen. Zudem haben sie immer noch niedrigere Cr-Gehalte als die primitiven Tholeiite (Abb. 32). Eine andere Möglichkeit besteht im Vorhandensein einer residualen Phase, die Y einbaut, so z.B. Granat.

Zur Verdeutlichung des kalk-alkalischen Einflusses wurden die Metabasitanalysen in das Diagramm Ta/Yb vs. Ce/Yb eingetragen (Abb. 33). Das Verhältnis von Ce zu Yb variiert zwischen MORB und IAT nicht erheblich, wohl aber zwischen Tholeiiten und kalk-alkalischen Basiten (PEARCE 1982). Wie aus der Abbildung hervorgeht, liegen alle Analysen eindeutig im Feld der Magmen aus vulkanischen Bögen. Da keine direkt auf der Mantel-

entwicklungslinie (durchgezogene Linie) liegt, weisen alle eine kalk-alkalische Komponente auf. Der durch die Proben 92/090-8G und 92/090-9G nachgezeichnete vertikale Trend geht ebenfalls auf eine solche Komponente zurück. Die Proben variieren aber wesentlich deutlicher in ihrem Ta/Yb-Verhältnis. Dies resultiert aus einer Heterogenität der Quellregionkomposition. Eine durch alle Punkte (außer 92/090-8G) gezogene Linie verläuft nicht parallel zur Mantelevolutionslinie, sondern parallel zum Vektor für die Variation der Alkalinität der Quelle.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Magmen des Grüngesteinskomplexes eine verwickelte Petrogenese aufweisen, die durch eine heterogene Quellregion, fraktionierte Kristallisation und die Zumischung von krustalen Schmelzen zu den Mantelschmelzen gesteuert wurde. Die Heterogenität der Quellregion könnte auf unterschiedliche Tiefenlagen der Quelle oder der Zwischenlager zurückgehen. Die vorliegenden Analysen bestätigen die Aussagen von GREEN (1995) in bezug auf die zwischen kontinentalem und ozeanischem Ursprung trennenden Nb/Ta-Verhältnisse nicht.

3.2.5 Vergleich mit benachbarten Externmassiven

Einen aktuellen Überblick zum Stand der Forschung über basischen und bimodalen Vulkanismus in den Externmassiven geben MÉNOT & PAQUETTE (1993).

Mehrere 100 m mächtige Grüngesteinsserien kommen nur im Belledonne-Massiv vor: Der Chamrousse-Ophiolith und die Serien von Rioupéroux und Livet im Südwestteil und die "serie verte" im Nordosten (Beaufortain). Von letzterer liegen nur petrographische Daten (GROS 1974) aber keine geochemischen Analysen vor. Leider können dadurch keine Vergleiche angestellt werden, obwohl das Beaufortain eine sehr ähnliche Gesteinsvergesellschaftung aufweist wie das südwestliche Aiguilles-Rouges-Massiv. Keinesfalls läßt sich der Grüngesteinskomplex petrographisch oder geochemisch mit dem Chamrousse-Ophiolith vergleichen (MÉNOT 1987).

Den Literaturdaten zufolge (MÉNOT 1986, 1987, 1988), scheint der Grüngesteinskomplex am ehesten den Serien von Rioupéroux und Livet zu ähneln. Ein Besuch der Aufschlüsse wirft aber erhebliche Zweifel an einer Vergleichbarkeit auf: So konnte z.B. der für die Serien im Belledonne-Massiv typische und häufig beobachtbare bimodale Vulkanismus im Grüngesteinskomplex an keiner einzigen Stelle entdeckt werden. Umgekehrt fehlen in den Serien von Rioupéroux und Livet die im Grüngesteinskomplex bedeutsamen Andesite fast völlig.

Allein die auf geochemischen Analysen beruhenden Interpretationen des Aufdringbereiches kommen dem für den Grüngesteinskomplex angenommenen geotektonischen Rahmen nahe: CARME (1975), MÉNOT et al. (1985) und CARME & PIN (1987) plädierten für eine präkollisionale Entstehung in einem Inselbogen, während sich MÉNOT (1986, 1987) für die Entwicklung beider Serien auf einer verdünnten kontinentalen Kruste innerhalb einer Kollisionszone aussprach. Grundlage für das jüngere Entstehungsmodell sind Alterdatierungen an Metatronchjemiten, die ein oberdevonisches Aufdringalter erbrachten (MÉNOT et al. 1985) in Kombination mit dem von MATTE (1986) vorgeschlagenen Modell für den zeitlichen Ablauf der variskischen Orogenese.

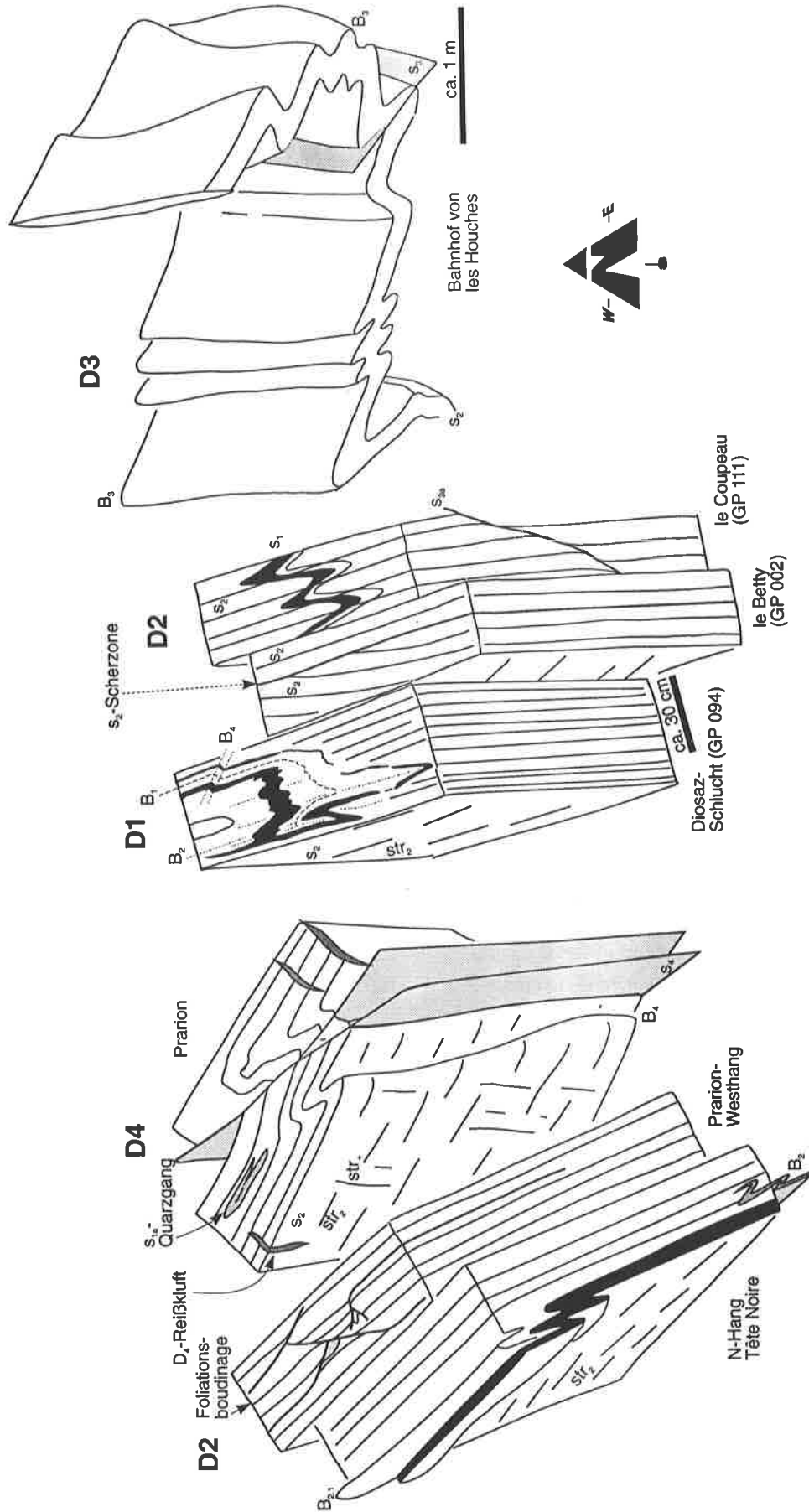
Der Grüngesteinskomplex war bisher nicht Gegenstand absoluter Altersdatierungen. Die Frage nach seinem prä- oder synkollisionalen Aufdringen bleibt somit nicht entscheidbar. Bis zum Vorliegen glaubwürdiger Altersdaten gehe ich aufgrund der geochemischen Daten davon aus, daß die Gesteine präkollisional (also präkarbonisch-oberdevonisch) entstanden.

3.3 Deformation

Der prä-D₂ existente Lagenbau (vmtl. D₁-Transpositionsgefüge s₁) ist nur selten erhalten. Makroskopisch liegt er in Form von Interferenzfiguren mehrerer überlagerter Faltengenerationen vor (Abb. 34). Im Mikroskop wird er von, durch s₂ crenulierte, Plagioklas- und Chlorit-/Epidot-Amphibollagen nachgezeichnet.

Die penetrative Hauptfoliation s₂ streicht östlich der Arve konstant um NNW - SSE. Im Prarion-Massiv zeichnet sie eine gegen E ausgebeulte domartige Struktur nach. Bei les Plagnes biegen die Flächen bei Annäherung an die Scherzone, welche Grüngesteinskomplex und Westlichen Gneiskomplex trennt, derart um, daß ein relativ dextraler Schersinn anzunehmen ist (vgl. Kap. 2.1.4). In unmittelbarer Nähe zur Scherzone verläuft die Fo-

Abb. 34: Schematische Gefügeblockbilder zur variskischen Deformation im Grünsteinsteinskomplex.



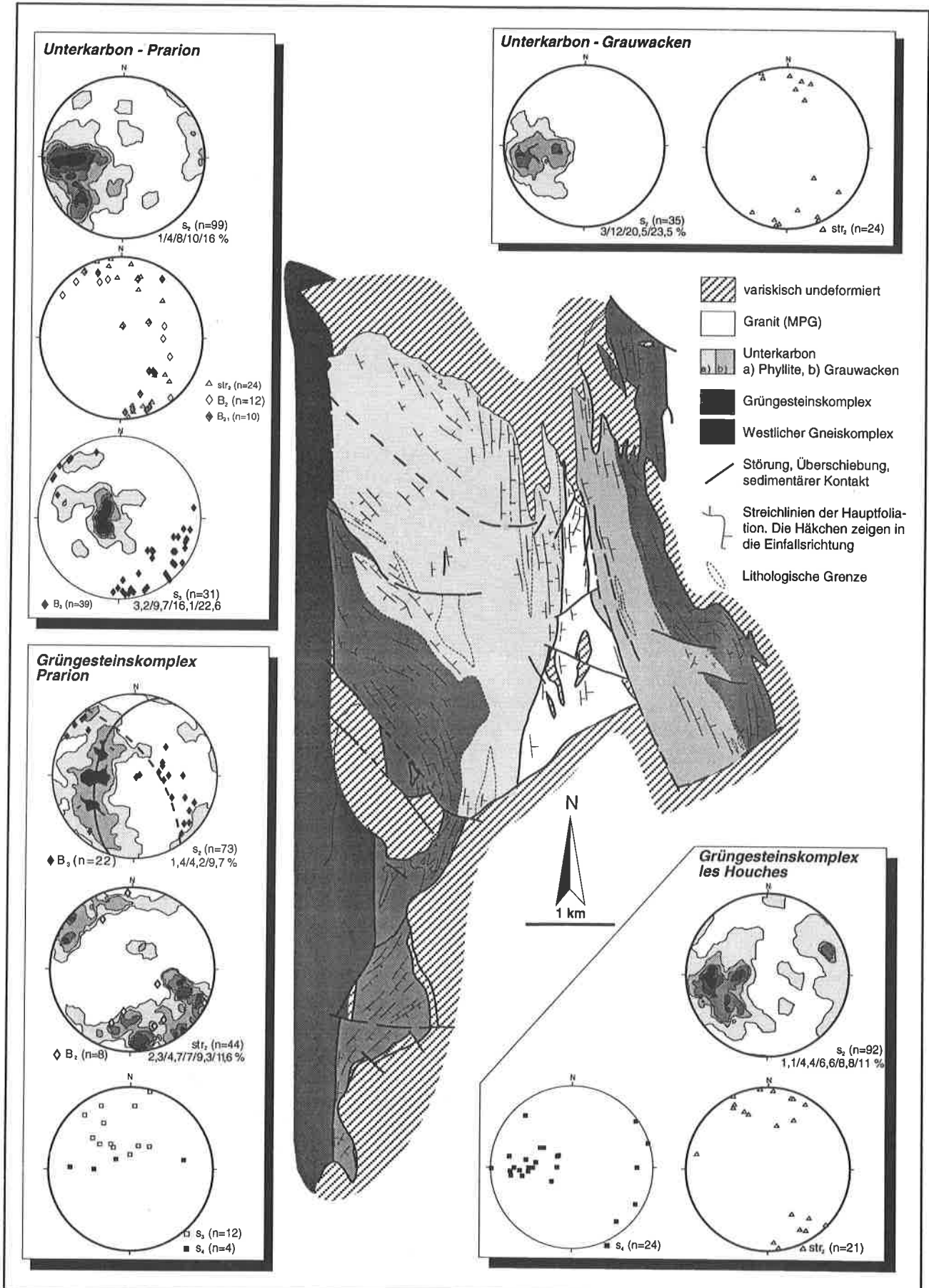


Abb. 35: Streichlinienkarte der Hauptfoliation im Kern des Arve-Synclinoriums (GGK, Unterkarbon, MPG) mit Darstellung der wichtigsten Gefügeelemente im SCHMIDT'schen Netz (untere Halbkugel).

liation parallel zum Streichen der Scherzone um N - S. Auch im Grüngesteinskomplex läßt sich das spitzwinklige (max. 30°) Aufeinandertreffen von s_2 -Scharen beobachten (vgl. Kap. 2.2.3). Infolge extremer Scherung kam es z.T. zur Foliationsboudinierung (PLATT & VISSERS 1983).

Die zumeist steil einfallenden Flächen sind mit einem subhorizontalen Streckungslinear versehen, das in seiner Abtauchrichtung aufgrund der späteren Überformungen erheblich variiert (Abb. 35). Die Entstehung der parallel zum Streckungslinear verlaufenden B_2 und $B_{2,1}$ -Achsen wurde bereits in Kapitel 2.1.4 diskutiert. Zudem wurden auch subvertikale B_2 -Achsen angelegt. Diese kommen vor allem in der Nähe des Kontaktes zu Grauwacken (Kap. 4) oder zum Westlichen Gneiskomplex vor.

Reißklüfte stehen im wesentlichen etwa senkrecht zur Foliation und fallen steil nach N oder S. Allerdings wurden wiederholt auch subhorizontal lagernde Reißklüfte gefunden.

In den Dünnschliffen waren, wie schon zuvor in den Gneisen, Zusatzflächen erkennbar, die zusammen mit den anderen Gefügeelementen die Festlegung der Kompressionsachse um W - E und der Hauptdehnung um N - S erlauben. Das D_2 -Stressfeld entspricht dem der Gneiskomplexe. Eine erhebliche Anzahl dieser Flächen existiert innerhalb von großen Feldspäten, die bruchhaft deformiert wurden und z.T. an diesen Flächen rekristallisierten.

Die Reißklüfte können s_2 entweder glatt durchschlagen oder davon crenuliert worden sein. Dies geht auf die kontinuierliche Anlage neuer Reißklüfte bei einer rotationalen Deformation zurück.

Überschneidungsgefüge kommen im Vergleich zu den Gneisen seltener als Schersinnindikatoren vor. Die Hauptmasse an Informationen ergibt sich aus der Klastenrotation (Amp, Epit, Grt, Kf, Plg), die vor allem durch asymmetrische Druckschatten und Risse in den Klasten nachvollzogen werden kann. Makroskopische Schersinnindikatoren sind hauptsächlich eingeregeltete Teile von boudinierten Langschenkeln der s_{1a} -Quarzgänge. Im GP 90 wurde ein schmaler Gang eingeregelt. Wie in den Gneiskomplexen, spricht auch hier die Mehrheit der Indikatoren für einen dextralen relativen Schersinn. Die Deformation $D_1 - D_2$ erfolgte unter Bedingungen der einfachen Scherung.

Um N - S streichende und flach nach E einfallende Flächen sind mit einer Überformung der Hauptfoliation um flach nach N oder S abtauchende Flächen assoziiert (GP 001, Abb. 34, 35). Die Länge der zumeist subhorizontalen Kurzschenkel enger F_3 -Falten variiert zwischen wenigen cm und mehreren m. Eventuell gehören mehrere m lange, steil nach W einfallende Quarzgänge als antithetische Flächen zu dieser Deformation. Aufgrund der Achsenrichtung, der Lage der Achsenflächenschieferung und der Faltenform kann die liegende Falte von les Gures dieser Deformation zugeordnet werden.

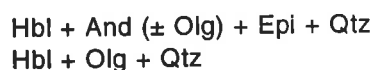
Wie in den Gneisen, bildeten sich offene vierte Falten mit steil nach E abtauchenden B_4 -Achsen (= B_3 im WGK, B_4 im ÖGK) und etwa E - W streichenden Kurzschenkeln. Die nur in den Scharnieren entwickelte Achsenflächenschieferung streicht generell um SSE - NNW (Abb. 34).

Gemeinsam mit allen älteren Gefügen wurden diese nachfolgend während der Anlage der domartigen Struktur im Prarion-Massiv verstellt. Ob die Knickung der Hauptfoliation im Bereich der Tête Noire auf eine Spätphase zurückgeht oder mit D_4 zusammenhängt, ist unklar. Tatsächlich wurden aber B_3 -Achsen mitverstellt.

3.4 Metamorphose

Vom magmatischen Mineralbestand blieben die Umrissse von Plagioklas- und Kalifeldspateinsprenglingen erhalten. Pyroxenporphyroblasten wurden syn- D_2 in Amphibol und eine Ti-haltige Phase umgewandelt.

In prä- $D_{1,2}$ -Mikrolithons befinden sich die amphibolitfaziellen Paragenesen



einer Metamorphose M1. Das Ansteigen des An-Gehaltes in den Plagioklasen bei Anwesenheit von Epidot im Vergleich zu Paragenesen ohne Epidot wurde wiederholt in der Literatur beschrieben (vgl. WINKLER 1979).

Die D₁ - D₄ (M2) - Paragenesen

Hbl + Ab + Epi + Qtz + Chl + Ti-Phase
 Hbl + Ab + Qtz + Chl + Ti-Phase
 Hbl + Ab + Qtz + Epi + Chl + Grt + Apa
 Amp + Ab + Qtz + Bt + Epi ± Kzt
 Ab + Epi + Chl + Qtz ± HG

entstammen dem Bereich zwischen unterer Amphibolitfazies und unterer Grünschieferfazies.

Viele der prä- bis syn-s₂ gewachsenen Amphibole sind zoniert. Die komplexe Kristallzonierung belegt den Anstieg der P-T-Bedingungen von der obersten Grünschieferfazies in die untere Amphibolitfazies zu Beginn von M2 und indirekt auch die finale Abschwächung von M1 unter die Grenze zwischen den beiden genannten Fazies der regionalen Versenkungsmetamorphose vom Barrow-Typ (vgl. Kap. 6.2).

Mit M2 (und vermutlich auch M1) sind eine Reihe von retrograden Mineralumwandlungsreaktionen verbunden:

1. Titan-Entmischungen

Da die Ti-Gehalte von Amphibol und Biotit im wesentlichen in Abhängigkeit zur Temperatur stehen (RAASE 1974, SCHUMACHER et al. 1990), kommt es bei aufsteigender Metamorphose zu Ti-Entmischungen, da das Element nicht mehr im Kristallgitter integrierbar ist. Es entstehen Sagenitgitter aus zwei oder drei Scharen von Rutilnadelchen, die sich im Winkel von 30° bis 90° kreuzen (TRÖGER 1967). Diese Gitter bleiben auch nach vollständiger Umwandlung oder Ersetzung der betroffenen Kristalle erhalten. Zweitens entmischt eine Ti-Phase (Titanit) in den Hornblendekörnern. Weiterhin verfärbt eine mikrokristalline opake Phase (? Ilmenit, vgl. GODIZART 1989, Titanit) Amphibole am Rand oder im Innern. Diese Entmischung tritt auch bei der Umwandlung von Pyroxen in Amphibol auf. Im Gegensatz zu den vorher genannten Entmischungen kann diese auch außerhalb der Ti abgebenden Kristalle vorkommen, dann oft gemeinsam mit ebenfalls mikrokristallinem Epidot in s₂-parallelen Schnüren.

2. Amphibol (grün) → Aktinolith (farblos) (→ Chlorit)

Grüne Amphibole werden in unregelmäßig über das Korn verteilten Domänen in Aktinolith umgewandelt ("patchy replacement"). Stets entmischt dabei auch eine Ti-Phase.

3. Amphibol (grün) → Chlorit + Ti-Phase

Von Korngrenzen, Spalt- oder Bruchflächen ausgehend dringt Chlorit in die Amphibole ein. Die Reaktion verläuft zumeist unvollständig.

4. Amphibol (grün) → Epidot + Ti-Phase

Es handelt sich zumeist um Epidotpseudomorphosen nach Amphibol. Selten dringt Epidot vom Rand aus in Amphibol ein.

5. Plagioklas_{An-reich} → Plagioklas_{An-arm} + Klinozoisit

Im mylonitischen Amphibolschiefer (92/094-5G) werden Plagioklase an Plagioklas/Plagioklas-Kornkontakten von Säumen einer höher lichtbrechenden, mikrokristallinen Phase vollständig ummantelt. Nach GODIZART (1989) bestehen die Säume aus Klinozoisit- oder Zoisitmikrolithen. In den ummantelten Plagioklasen wird der An-Gehalt herabgesetzt.

6. Plagioklas_{An-reich} → Albit + Epidotgruppe

Im Unterschied zur vorigen Reaktion besteht kein räumlicher Zusammenhang zwischen den Plagioklasen und den Mineralen der Epidotgruppe.

7. Plagioklas_{An-reich} → Albit + Kalzit + Epidotgruppe bzw. → Albit + Serizit + Epidot

8. Granat → Chlorit ± Epidot

Die zumeist unvollständige Umwandlung von Granat in Chlorit- oder Chlorit/Epidotpseudomorphosen beginnt an den Bruchflächen und dehnt sich von diesen in den Kristall hinein aus.

9. Biotit → Chlorit + Ti-Phase

Viele der insgesamt sehr selten vorkommenden Biotite wurden unter Entmischung von Sagenitgittern in Chlorit transformiert, der stellenweise vollkommen entfärbt ist.

Die syn-s₂ erfolgte Absenkung der P-T-Bedingungen (vgl. Kap. 6) wird weiterhin belegt durch die Beobachtung, daß in einigen Gesteinen Mg-reiche s₂-Chlorite von Fe-reichen s₂-Chloriten gepanzert werden. Zudem befinden sich dann alleine Fe-Chlorite in s₃ (GP 090, 094). Das bedeutet, daß das Fe/Mg-Verhältnis der Chlorite nicht nur vom Fe/Mg-Verhältnis des Gesamtgesteins abhängt, sondern zusätzlich von der Temperatur beeinflusst wird: Fe-reicher Chlorit sproßt bei niedrigeren Temperaturen als Mg-reicher Chlorit.

Chlorit und Serizit zeichnen s₃-Flächen nach, die sukzessive nach s₂ während M2 entstanden. Da in einigen D3-Reißklüften Prehnit vorkommt, ergibt sich für D3 die Paragenese

Chl + Ser + Prn

die im Grenzbereich zwischen Grünschieferfazies und Anchizone entstand. Die Scherung endete offensichtlich erst bei Temperaturen unter 275°C bis 290°C, da Quarze immer suturierte Kornformen aufweisen und nie statisch rekristallisierten (VOLL 1976, 1980).

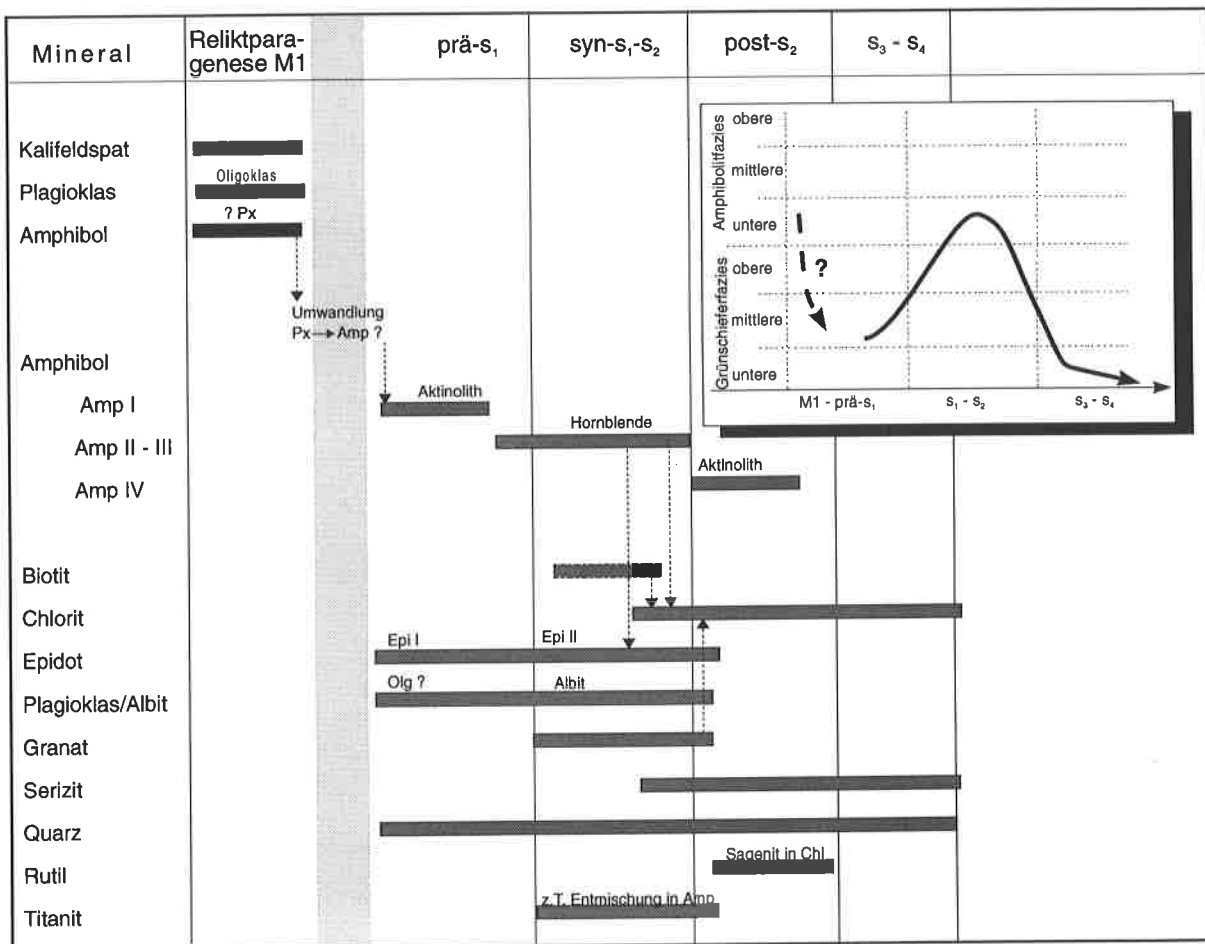


Abb. 36: Darstellung des Bezuges zwischen Deformation und Mineralwachstum im Grünstein-Komplex. Der im Kasten gezeigte Metamorphosepfad beruht allein auf der Abfolge der Mineralparagenesen. Geothermobarometrische Berechnungen siehe Kap. 6.2.

Zusammenfassung und Diskussion

M1: Die strukturelle Position der ersten Metamorphose war nicht eindeutig feststellbar. Die Reliktparagenesen kommen in einigen wenigen Gesteinen in isolierten Mikrolithons vor, die sowohl von s_2 als auch von s_1 umflossen werden. Damit bleibt die Bedeutung von M1 unklar. Prinzipiell kann es sich

- 1) um die erste kollisionsbedingte Metamorphose oder
- 2) um ein präkollisionales thermisches Ereignis (z.B. Platznahme der Vulkanite) handeln.

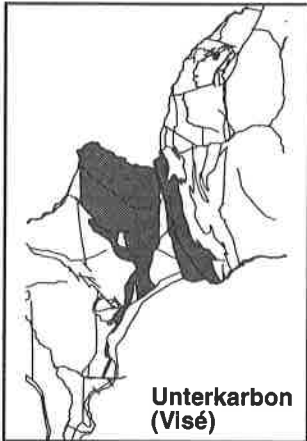
Die von M1 unabhängige Metamorphose M2 vom Barrow-Typ herrschte während der rotationalen Deformation $D_1 - D_4$. Sie setzte bei P- und T-Werten der oberen Grünschieferfazies ein, stieg bis in die untere Amphibolitfazies an und sank dann bis unterhalb der Quarzrekristallisationstemperatur ab.

Alle beschriebenen Mineralumwandlungen verliefen während der Anlage einer neuen Foliation (s_2) und der damit verbundenen Umgestaltung der Gefüge bei einer dynamischen retrograden Metamorphose. Im Sinne von BECKE (1909) sind fast alle Gesteine echte Diaphthorite. Gleichzeitig bildeten sich Reaktionsprodukte vom Typ 'pseudomorpher Ersatz'.

Ein anderer Teil der Pseudomorphosen entstand erst postmetamorph (vgl. GP 001; GP 092 in Kap. 4.1) zusammen mit der Serizitisierung der Plagioklase unter hydrothermalen Bedingungen. VON RAUMER et al. (1990) datierten dieses Ereignis in das Perm; speziell im Fall der angeführten Aufschlüsse kann es aber auch mit der alpinen Orogenese in Verbindung gebracht werden (Zone von Chamonix!).

In Kapitel 6.2 wird die P-T-Entwicklung dieser Einheit erneut aufgegriffen und zum Gegenstand geothermobarometrischer Betrachtungen.

4 UNTERKARBONISCHE GESTEINE



BELLIÈRE & STREEL (1980) wiesen durch palynologische Datierungen erstmalig das Vorhandensein unterkarbonischer (wahrscheinlich oberes Visé) klastischer Gesteine im südwestlichen Aiguilles-Rouges-Massiv nach. Zuvor waren diese nicht von den oberkarbonischen Gesteinen unterschieden bzw. als Gneise und Hornfelse bezeichnet worden (vgl. die Karten von CORBIN & OULLIANOFF 1927a, LAURENT 1967)¹. Die Visé-Schiefer kommen in zwei, durch den Granit von Montées-Pélissier (MPG) getrennten N - S streichenden Zügen an den Abhängen des Arve-Tales zwischen Prarion und Tête Noire auf der einen Seite und le Betty und Montvauthier auf der anderen vor. Sie werden im W bzw. E immer durch Grüngesteine begrenzt.

4.1 Petrographie und Petrologie der Metaklastite

Prinzipiell existieren zwei Typen von Metaklastiten, die räumlich fast gänzlich voneinander getrennt sind: Östlich des Granites von Montées-Pélissier bilden hell- bis mittelgraue Feldspat-Quarzschiefer steile Felswände, während westlich vom Granit graue Phyllite anstehen.

Die mittel- bis dunkelgrauen, selten auch schwarzen **Phyllite** zeigen für diese Gesteine typische mattglänzende Foliationsflächen, die auf Serizitbeläge zurückgehen. Einzelne Körner sind mit dem bloßen Auge nur in Ausnahmefällen zu erkennen. Selten sind wenige cm dicke, hellere Lagen in ansonsten dunkelgrauen Phylliten eingeschaltet.

U.d.M. wird erkennbar, daß die Korngrößen in den scheinbar monotonen Gesteinen beträchtlich zwischen submikroskopisch und 0,2 mm schwanken können. Es zeigt sich eine weitgehend vollständige lagige Trennung von Quarz (+ Feldspat) und den Schichtsilikaten. Die Korngrößen von Chlorit und Helleglimmer überschreiten kaum 0,1 mm. In s_1 rekristallisierte Quarzkörner erreichen maximal 0,05 mm Durchmesser, während klastische, undulierende Quarze und Feldspäte in der Korngröße erheblich variieren können (bis 0,2 mm). Quarz wurde in s_{1a} -Quarzgängchen angereichert und um B_2 -Achsen plastisch gebogen. An klastischen Schwermineralen kommen Zirkon und Epidot vor. Opakes Material kann sowohl in Form von vermutlich aus Graphit bestehenden Schnüren als auch als idiomorphe Kristalle (Pyrit?) mit maximal 0,1 mm Kantenlänge vorliegen. (Abb. 37 auf Tafel 5)

Die sedimentären Komponenten haben angulare, selten schwach gerundete Kornformen. Sie können entweder einzeln oder in Linsen in einer feinstkörnigen ("tonigen") Matrix schwimmen, also ein matrixgestütztes Primärgefüge nachweisen, oder in fast matrixfreien Lagen (korngestütztes Gefüge) vorkommen. Diese Lagen zeigen oft eine normale oder inverse Sortierung, die sich mehrfach in einem Dünnschliff wiederholen kann (Lamination). In einigen Aufschlüssen waren Schrägschüttungskörperchen von wenigen cm Mächtigkeit in einer

¹ Ich möchte an dieser Stelle nochmals ausdrücklich auf die Diplomarbeit von François Bujan hinweisen, der als erster die Trennung von unter- und oberkarbonischen klastischen Gesteinen im Kartenbild durchgeführt hat. Meine petrographischen Studien in den Metaklastiten decken sich mit seinen Ergebnissen. Allerdings unterscheiden sich unsere Auffassungen über die tektonische Entwicklung und damit über die Korrelation mit den Grüngesteinen.

ansonsten recht gleichkörnigen und unstrukturierten Abfolge zu beobachten. Entsprechend dem herkömmlichen Einteilungsschema für klastische Sedimente handelt es sich im wesentlichen um z.T. schwach schluffige bis schluffige graphitische Tone, in die Schluff- bis Feinsandlagen eingeschaltet sind. Bezieht man die Komponenten in die Klassifikation mit ein, so ergibt sich nach PETTJOHN et al. (1973) die Bezeichnung als Tongestein, und für die matrixarmen Lagen als gesteinsfragment- oder auch feldspatführende Grauwacke.

Neben den von BUJAN (1989) beschriebenen matrixreichen **Meta-Grauwacken** (Abb. 37b) streichen östlich vom Granites von Montées-*Pélissier* auch klastische Gesteine mit korngestütztem Gefüge aus. Nach PETTJOHN et al. (1973) handelt es sich um ehemalige **arkosische Sandsteine und Gesteinsfragmentsandsteine**. Als Klaster kommen undulöse Quarze, Kalifeldspäte, Plagioklase, polykristalline Geröllchen aus suturierten Quarzen oder Quarz und Feldspat, Muskovitplättchen, vereinzelt Biotit, idiomorphe oder gerundete Zirkone sowie zerbrochene Turmaline und Epidote vor. Die Korngröße der eckigen bis kantengerundeten Komponenten beträgt im Mittel 0,2 mm und maximal 0,5 mm. Selten läßt sich mikro- oder makroskopisch eine Kornsortierung nachvollziehen. Weitere Sedimentstrukturen wurden nicht gefunden. Für geringe Transportweiten sprechen

- die geringe Rundung der Klaster;
- das Vorhandensein idiomorpher, unbeschädigter Zirkone, Turmaline und Epidote;
- die Anwesenheit von leicht zerstörbaren Feldspäten (vereinzelt auch Biotit);
- die im wesentlichen schlechte Sortierung und damit hohe Unreife des Ausgangssedimentes (TUCKER 1985).

Während der Metamorphose rekristallisierte der Großteil der Matrixquarze, Muskovit wurde in Serizit aufgelöst. Zudem entstanden Serizit und Chlorit neu in der Hauptfoliation. Vor allem chloritreiche Partien weisen eine z.T. umfassende Imprägnation mit Fe-reichen Lösungen auf. Die Feldspäte erhielten ab und an schmale metamorphe Anwachssäume. Zumeist wurden die Körner von den Druckschatten ausgehend faserig in Serizit umgewandelt.

BUJAN (1989) führt weiterhin Biotit sowie vermutlich Granat und Chloritoid als metamorphe Neubildungen an. Die Neubildung dieser drei Minerale kann nicht bestätigt werden.

Tafel 5

Abb. 37a: Crenulationsschieferung s_3 im Bereich eines F_3 -Faltenscharnieres. Deutlich läßt sich die lagige Trennung von Schichtsilikaten und Quarz (mit Feldspat) erkennen. Die Schwarzfärbung der s_3 -Flächen geht auf die erhebliche Anreicherung von Erzlösungen zurück.

DS 92/090-1, cu-Phyllit (Prarion)

Schnitt senkrecht zu B_3 130/08

LK 4 mm, II N

Abb. 37c: Falte von *les Gures*, entwickelt in unterkarbonischen Metasedimenten. Die Materialabsonderung in cm- bis dm mächtigen feinen und grobkörnigen Lagen zeichnet die, als D_3 -Großstruktur interpretierte, liegende Falte anschaulich nach.

GP 007

Orientierung etwa parallel zu B_3 , Blick nach NNW

Abb. 37b: ss/ s_1 wird von einer schwach ausgeprägten zweiten Foliation (s_2) mit relativ dextralem Scherinn überschritten. s_2 ist parallel zum Lagenbau.

Das Handstück stammt aus einer grobkörnigen Lage der Falte von *les Gures*.

DS 92/007-2, cu-Phyllit (*les Gures*)

xz-Schnitt, str₂ 60/05, s_2 150/35

LK 4mm, II N

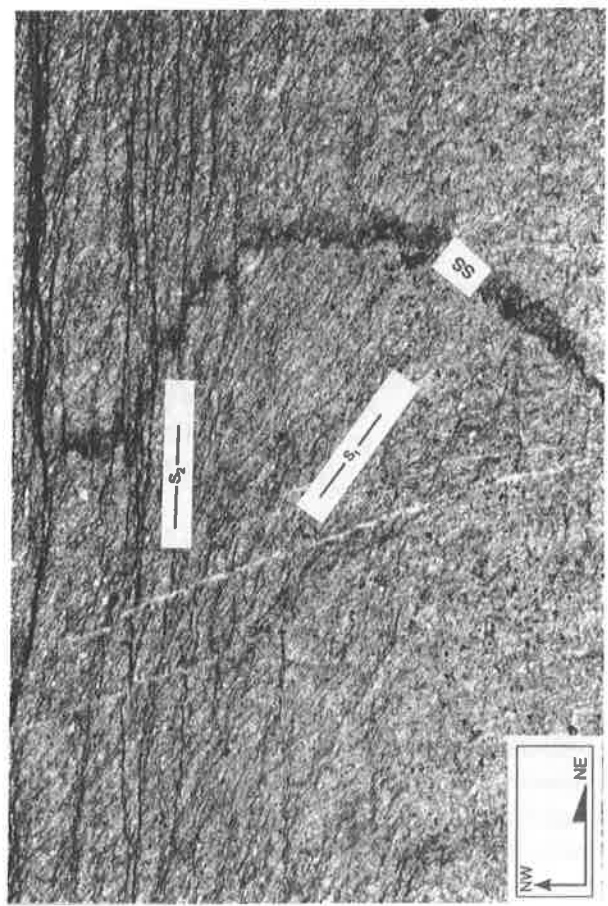
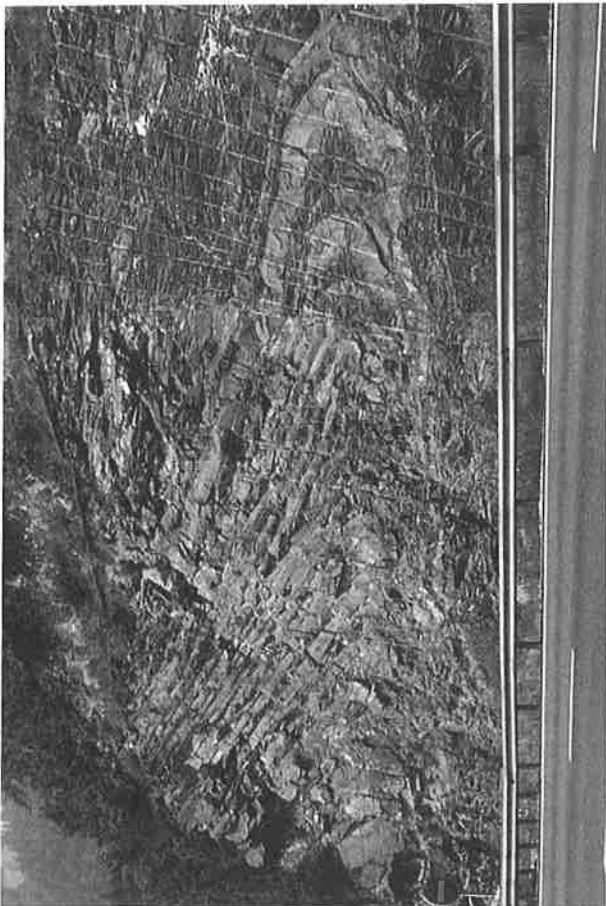
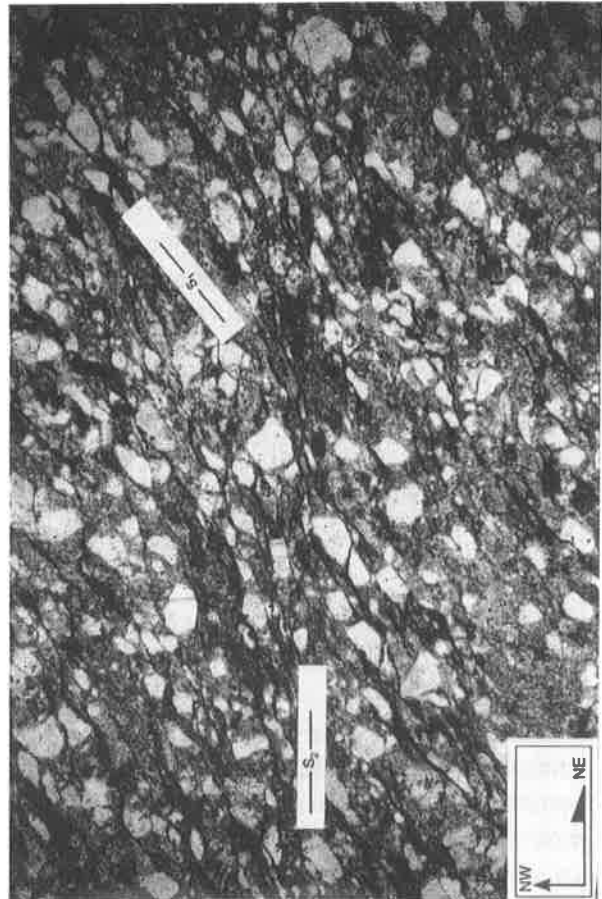
Abb. 37d: Ausschnitt aus feinkörniger Phyllitlage der Falte von *les Gures*. Ein planares s_2 ist als schwarzes, bildkantenparalleles Schnürchen zu erkennen. Die überformte Opakstaublage wird als ss-Relikt gedeutet. Weiterhin blieb auch das schräg zur penetrativen Foliation stehendes s_1 erhalten.

DS 92/007-1, cu-Phyllit (*les Gures*)

xz-Schnitt, str₂ 60/05, s_2 144/36

LK 2 mm, II N

Tafel 5



4.2 Petrographie und Geochemie der Metamagmatite

4.2.1 Petrographische Beschreibung der Metamagmatite

Bahnhof von les Houches (GP 092, geochemische Analysen 92/092-1G bis -3G)

Wie die bereits beschriebene Linse des GP 001 (Kap. 3.1), sind auch die 2 bis 4 m mächtigen Linsen des GP 092, der sich unterhalb des Bahnhofes befindet, in Metagrauwacken eingelagert. Die dunkelgrüngrauen Gesteine wurden noch intensiver zersetzt als die Gesteine des GP 001. Da die umfassende Zerstörung des Mineralbestandes alleine diese beiden Aufschlüsse betrifft, drängt sich der Verdacht auf, daß die unmittelbar südlich beginnende Zone von Chamonix dafür verantwortlich ist.

Die Modalbestände wurden durch die bedeutende Alteration der Gesteine erheblich verändert.

Mineral	92/092-1G	92/092-2G	927092-3G
Plagioklas	37	24	23
Amphibol	-	6	15
Chlorit	43	40	30
Titanit	-	10	9
Epidot	-	10	13
Kalzit	9	9	10
Erz	11	-	-

Amphibol (bis 0,4 mm) wurde im Kern in Chlorit und vom Rand ausgehend in Karbonat umgewandelt. Bis zu 2 mm große **Albit**porphyroklasten liegen verstreut in einer Matrix, die aus ca. 0,2 mm durchmessenden Plagioklasen (vmtl. Ab) besteht. Die polysynthetisch verzwilligten Klasten konnten z.T. ihre idiomorphen Formen bewahren. Sämtliche Plagioklase wurden in wechselndem Ausmaß in Serizit-Klinozoisit-Karbonatfilze umgewandelt und von Chlorit überwachsen.

Verschont blieben allein Plagioklase, die von Mg-Chloriten mit hohem Opakanteil überwachsen wurden. Diese Chlorit-Opakphase -Haufen bilden mehrere mm lange, schwarze Flecken im Gestein (DS 92/092-1G). **Epidot** kommt nur in Haufen in der Nähe von zersetzten Amphibolen oder in Plagioklasen als feinste Kristalle (< 0,05 mm) vor. Mittelgrüne bis farblose **Chloritscheiter** und -Spieße (0,1 mm) ordnen sich parallel zu s_2 an oder liegt zwischen den s -Flächen als kleine Nadelchen quer zu dieser. Größere Platten sind mit Sagenitgittern oder opaken, farblosen Ti-Mineralen (Tit/Rt) gefüllt und entfärbt.

Bezeichnend für diesen Aufschluß ist der erhebliche Gehalt an sekundär gebildetem Karbonat und an Ti-reichen Phasen (Tit). Das **Karbonat** (idiomorphe Kristalle bis 0,2 mm oder xenomorph) entstand beim Zerfall der Amphibole und Plagioklase. Ebenfalls idiomorphe **Titanite** (KL bis 0,2 mm) sind immer in Chlorit eingebettet. Im DS 92/092-1G waren keine Titanitkristalle zu beobachten. Die Ti-reiche Phase liegt hier in der polykristallinen, feinstkörnigen Aggregatform vor, wie sie bereits in den anderen Profilen beschrieben worden ist.

les Chavants (GP 120, geochemische Analyse 94/120-1G)

Mineral	94/120-1G
Plagioklas	38
Quarz	4
Chlorit	45
Serizit	8
Erz	5

Der Rundhöcker östlich des kleinen Sees von les Chavants besteht im wesentlichen aus mittelkörnigen Metaklastiten. In diese sind graugrüne oder hellgrüne, feinkörnige Grüngesteine in 60 cm bis 3 m mächtigen Bändern eingebettet, die parallel zur penetrativen Foliation verlaufen.

Die Gesteine entpuppen sich unter dem Mikroskop als sehr feinkörnig (Korngröße durchschnittlich 0,1 mm) mit einem granoblastisch-lepidoblastischen Gefüge. Leistenförmige oder rundliche **Feldspäte** (opt. 2- oder 2+, oft erheblich zersetzt) grenzen mit schwach gebogenen Korngrenzen aneinander. In der äquigranularen Matrix befinden sich vereinzelt größere Plagioklasklasten (KL 0,2 bis 0,6 mm), deren Serizitdruckschatten das Einrotieren der Klasten in die Foliationsebene anzeigen. Undulöse **Quarzkörner** kommen innerhalb der Feldspatmatrix einzeln oder in Linsen vor. Zudem befinden sie sich in Druckschatten großer euhedraaler Pyrite (bis 1 mm) oder zusammen mit Plagioklas in syn- s_2 aufgeplatzten Reißklüften.

Mittelgrüne, stets mit einer mikrokristallinen Phase (vmtl. Ti-Phase) assoziierte **Chloritschuppen** und -scheiter konzentrieren sich in Lagen parallel zur Foliation. Zudem sproßten sie in Druckschatten um Feldspat neu oder überwuchsen unorientiert die Feldspat-Quarzzeilen. Längliche bis ovale, mittel- bis dunkelgrüne, z.T. aber farblose oder bräunliche Chlorite sind ebenfalls mit der mikrokristallinen Phase gefüllt. In farblosen Kristallbereichen waren Sagenitgitter zu beobachten. Einige der ansonsten unregelmäßig umgrenzten Chlorite besitzen eine sechseckige Kornform. Eventuell könnte es sich um umgewandelte Biotite oder Amphibole handeln. **Serizit** entstand vor allem durch die diaphthoretische Umwandlung der Feldspäte. Die Spieße können auch zusammen mit Chlorit in s_1 -parallelen Lagen auftreten.

Vaudagne (GP 140, Analysen 94/140-1G und 2G) und Tête Noire (GP 005, Analyse 92/005-1G)

Die mittel- oder graugrünen Feldspatschiefer zeichnen sich im Gelände durch parallel zur Foliation verlaufende weißgraue Feldspatlagen, die in Lagen in Kornaggregate oder Einzelkörner aufgelöst werden können, aus. Beide 30 bis 40 m mächtige Vorkommen streichen parallel zur penetrativen Foliation der Region.

Mineral	92/005-1G	94/140-1G	94/140-2G
Feldspat	68	50	47
Quarz	7	3	10
Chlorit	12	34	38
Serizit	-	8	A
Opak-Phase	13	3	4
Karbonat	-	2	-

Im Mikroskop zeigt sich ein porphyroklastisches Gefüge mit einer granoblastischen Matrix. Im Dünnschliff 92/005-1G waren **Relikte eines trachytischen Gefüges** zu beobachten.

Die leistenförmigen oder rundlichen **Albitporphyroklasten** (KL bis 2 mm) wurden bei gesteigerter Scherung in linsige Formen überführt und rekristallisierten randlich sowie entlang intrakristalliner Scherbahnen, die parallel oder schräg (diese gehen z.T. in Bruchflächen über) zu s_2 angeordnet sind (Abb. 18d). In den Druckschatten befinden sich Plagioklas (vmtl. Ab) und Chlorit; Risse wurden mit Chlorit, Plagioklas und Karbonat verfüllt. Serizit- und Apatitnadelchen folgen kristallographischen Flächen; es handelt sich also um orientierte Einwachsungen, nicht aber um Zersetzprodukte. Die Klasten sind häufig nach mehreren Gesetzen verzwilligt. Zersetzte Klasten (DS 94/140-1G) bestehen z.T. aus Karbonat. 0,1 bis 0,5 mm lange **Feldspäte der Matrix** (opt. 2-) wurden in s_2 geplättet.

Suturierte, undulöse **Quarze** (KL 0,15 - 0,25 mm) bilden innerhalb der Feldspatpflaster wenige mm lange Linsen.

Mg-reiche, hellgrüne bis gelbgrüne **Chloritblättchen** (KL 0,1 mm) sproßten parallel zur Foliation oder überwuchsen die Feldspat-Quarzzeilen. In die Chloritlagen sind maximal 0,2 mm lange **Muskovitspieße** parallel zu den Chloriten eingelagert. Chlorit und Serizit zeichnen gemeinsam s_3 nach.

Karbonat kommt entweder als xenomorphe Füllung zersetzter Plagioklase oder als idiomorphe Kristalle, die die Feldspat-Quarzzeilen überwuchsen, vor.

DS 92/005-1G ist reich an idiomorphen, bis zu 1,5 mm großen **opaken Körnern**, bei denen es sich vermutlich um Ilmenit und Magnetit handelt.

4.2.2 Geochemische Charakterisierung der Metamagmatite

Die geringe Zahl an Analysen (Tab. 8) läßt es nicht zu, eigenständige Untersuchungen über die Elementmobilitäten für diese heterogene Gruppe vorzunehmen (der SiO_2 -Gehalt schwankt zwischen 49,59 und 60,45 Gew.-%). Deshalb wurde die Annahme gemacht, daß dasselbe Mobilisierungsschema vorliegt wie im Grüngesteinskomplex (Kap. 3.2.1). Zudem wurden die Proben in die Untersuchungen bezüglich eines sedimentären Einflusses im Grüngesteinskomplex miteinbezogen. Ein solcher war nicht feststellbar.

Die Gesteine unterscheiden sich in mehrfacher Hinsicht vom Grüngesteinskomplex:

- Die TiO_2 -Gehalte liegen zumeist über 2 Gew.-% (auch in den Basalten).
- Hohe Gehalte der Elemente Zr, Y, Nb (und Ta), Th, Pb, Zn, V und der SEE sind zu verzeichnen.
- Die Metabasite kommen in den Diagrammen FeO^*/MgO vs. TiO_2 und SiO_2 vs. $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ immer im Feld der Eisenbasalte zu liegen (Abb. 38). Diese Fe-Anreicherung geht einher mit der Reduzierung von Al_2O_3 , MgO und CaO.

Im Diagramm Zr/TiO_2 vs. SiO_2 (WINCHESTER & FLOYD 1977) befinden sich die Analysen in den Feldern der subalkalischen Basalte und Andesite. Die Zuordnung zur subalkalischen Gruppe wird durch Ga (ca. 20 ppm) und Ce (Gehalte < 60 ppm) bestätigt. Im AFM-Diagramm befinden sich alle Fe-Basalte und Fe-basaltischen Andesite im Tholeiitfeld, während die intermediären Gesteine das kalk-alkalische Feld belegen (Feldergrenzen n. CONDIE 1989). Diese Zuordnungen werden im Kationen-Plot von JENSEN (1976) bestätigt. Im TAS-Diagramm von LEMAITRE (1989) befinden sich die Andesite und der Dacit an der Grenze zum oder bereits im Feld der alkalischen Gesteine (alle Diagramme nicht dargestellt). Allerdings wurden die Alkalien bei der Metamorphose mobilisiert, so daß ihre ursprünglichen Konzentrationen unbekannt bleiben.

Gegen den N-MORB von PEARCE (1983b) aufgetragen, ergibt sich für die **Fe-Basalte** ein für E-MORB typisches Verteilungsmuster (Abb. 39). Die Anreicherung der LIL-Elemente geht auf synmetamorphe Elementverschiebungen zurück (Kap. 3.2). Die Verteilung der SEE (Abb. 40, aufgetragen gegen die C-Chondriten von NAKAMURA 1974) entspricht eher der von T-MORB, wie sie z.B. am Reykjanes-Rücken vorkommen (SAUNDERS 1984). Dieser transitionelle Charakter findet auch in den beiden Diagrammen Nb vs. La bzw. Th vs. La von GILL (1981) seine Bestätigung (nicht dargestellt), da die Proben im einen im E-MORB-Feld, im anderen aber im N-MORB-Feld liegen.

Im Dreiecksdiagramm von PEARCE & CANN (1973) befinden sich die Analysen im Bereich zwischen MORB und Intraplattenbasalten (nicht dargestellt). Die Magmatite kommen als überwiegend kleinvolumige Linsen innerhalb detritischer, graphitreicher Metaklastite vor. Da es sich nicht um ehemalige Schwarzschiefer bzw. Kiesel-schiefer handelt, können diese nicht als Tiefseesedimente gedeutet werden. Weiterhin kommen Metaandesite vor. Somit scheidet eine Zuordnung der Metabasite zu Ozeanbodenbasalten (MORB) aus. Die relativ hohen Zr/Y-Verhältnisse bestätigen zusammen mit hohen Y-Gehalten den intrakontinentalen Aufdringbereich (PEARCE & NORRY 1979).

Fe-Basalte kommen prinzipiell nur in Bereichen vor, die einer Extension unterliegen. Diese werden intrakontinental allgemein als Grabenbrüche oder Rifts bezeichnet. Für sie ist ein alkalischer Magmatismus typisch, subalkalische Magmatite sind auf wenige Gebiete beschränkt, so z.B. auf das Bonina-Riftsegment in Äthiopien oder die nordamerikanische basin-and-range-Provinz (siehe WILSON 1989). Im Extremfall kann es zur massiven Förderung von subalkalischen tholeiitischen Flutbasalten kommen. Für eine dahingehende Interpretation fehlt es allerdings schlicht und einfach an Masse, da in Flutbasaltprovinzen in relativ kurzer Zeit stets mehrere km^3 Schmelze eruptieren (HAWKESWORTH & NORRY 1983, WHITE 1992). Sedimente treten in solchen Regionen völlig zurück.

Die **andesitischen** Metamagmatite befinden sich in den Diagrammen Nb vs. La und Th vs. La von GILL (1981) im Feld der K-reichen orogenen Andesite. Im Vergleich zwischen der Probe 92/005-1G und den Fe-Basalten zeigen SEE und Spurenelemente ähnliche Gehalte. Im Diagramm SiO_2 vs. Zr liegen alle Proben auf einer ansteigenden Geraden. Demnach scheinen diese Gesteine derselben Magmenquelle zu entstammen.

Die Ti-armen Proben 93/140-1G und 93/120-1G definieren gemeinsam eine weitere Gerade, die bei niedrigeren Zr-Gehalten parallel zur ersten verläuft. Die Proben sind in ihrem gesamten Elementspektrum mit Ausnahme von Al_2O_3 , Cr, Ni und Co abgereichert. Die niedrigen HFSE-Werte der Analyse 140-1G weisen auf komplexe Differentiationsprozesse hin, befindet sich der Entnahmepunkt der Probe doch nur etwa 20 m senkrecht zum Streichen entfernt von der HFSE-reichen Probe 140-2G. Somit ergibt sich innerhalb der unterkarbonischen Metavulkanite die gleiche Zweiteilung der Magmenreihe wie in der Amphibolgneis-Assoziation des Westlichen Gneiskomplexes: Einer an HFSE und hygrophilen Elementen angereicherten Gruppe stehen Proben mit niedrigen Gehalten dieser Elemente gegenüber. Da die positive Korrelationsgerade von Ti, Nb und Y mit Zr nur schwach ansteigt, kommt der Fraktionierung von Magnetit und Amphibol bei der Schmelzentwicklung eine bedeutende Rolle zu (Vektor $\text{plg}_{0,6} \text{cpx}_{0,2} \text{amp}_{0,15} \text{mt}_{0,05}$ von PEARCE & NORRY 1979).

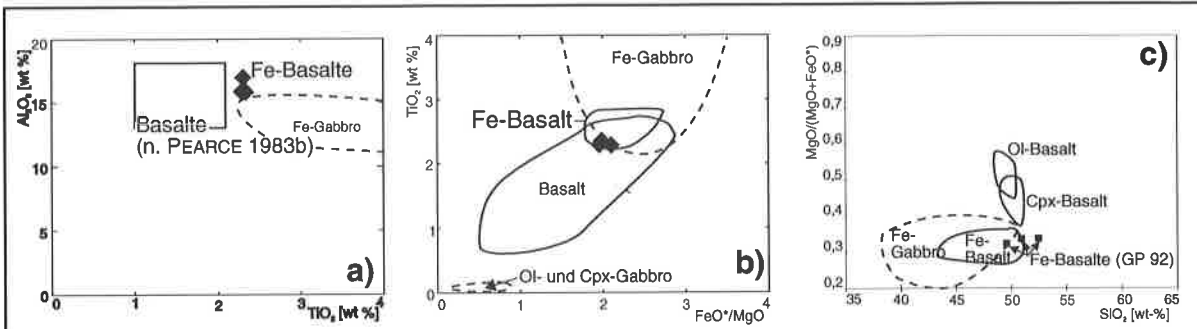


Abb. 38: Diskriminierung zwischen Fe-Basalten und Fe-Gabbros.

a) Im Diagramm Al_2O_3 - TiO_2 nach PEARCE (1983b) ist das Fe-Gabbro-Feld von PFEIFER & COLOMBI (1989) eingetragen. b) Diagramm FeO^*/MgO - TiO_2 (PFEIFER & COLOMBI 1989). c) Diagramm SiO_2 - $MgO/(MgO + FeO^*)$ nach PFEIFER & COLOMBI (1989).

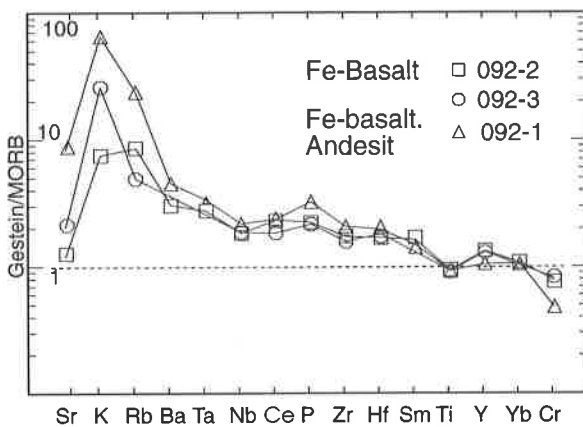


Abb. 39: Elementverteilungsmuster der Fe-Basalte und Fe-basaltischen Andesite. Normiert wurde gegen den N-MORB von PEARCE (1983b) mit den Normalisierungswerten Sr 120; K_2O 0,15%; Rb 2; Ba 20; Ta 0,18; Nb 3,5; Ce 10; P_2O_5 0,12%; Zr 90; Hf 2,4; Sm 3,3; TiO_2 1,5%; Y 30; Yb 3,4; Cr 250 ppm; Sc wurde nicht gemessen.

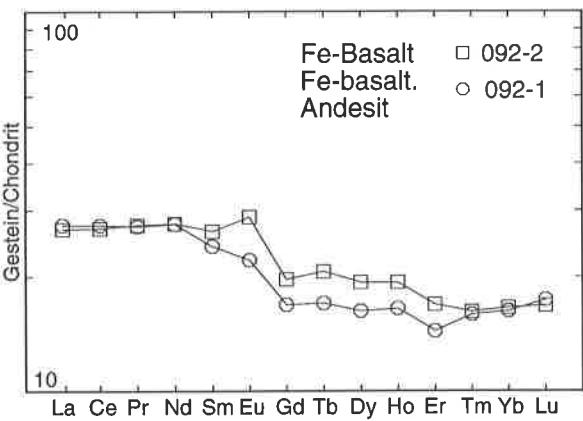


Abb. 40: Verteilungsmuster der Seltenerdelemente. Aufgetragen wurde gegen die Konzentration in C-Chondriten nach NAKAMURA (1974) mit La 0,329; Ce 0,865; Pr 0,13; Nd 0,63; Sm 0,203; Eu 0,077; Gd 0,276; Tb 0,05; Dy 0,343; Ho 0,077; Er 0,225; Tm 0,035; Yb 0,22; Lu 0,034 (alle in ppm).

Auffällig an den beiden Mustern ist, daß sie sich im Vergleich nur in den Gehalten an mittleren SEE unterscheiden, die leichten und schweren SEE aber in beiden Proben gleich konzentriert sind.

C. Dobmeier 1995

Das zwischen 22 und 36 schwankende Zr/Nb-Verhältnis der gesamten Gruppe erklärt sich nach den beiden genannten Autoren durch eine kompositionell heterogene Quelle.

4.3 Deformation

Aufgrund des rheologischen Verhaltens lassen sich Phyllite sehr leicht überformen. Zudem konservieren sie hervorragend die einzelnen Deformationsakte. Das Hauptaugenmerk für die Strukturanalyse lag dementsprechend auf den Phylliten. Im Gegensatz zu ihnen entstanden in den wesentlich rigideren Metagrauwacken nur wenige voneinander trennbare Gefüge.

Im Unterschied zu den bereits beschriebenen Einheiten blieben in den unterkarbonischen Gesteinen -bedingt durch die schwächere metamorphe Überprägung- sedimentäre bzw. magmatische Gefüge erhalten (vgl. Kap. 4.1). Diese wurden von einer N - S streichenden, steil stehenden Foliation überprägt, die ein subhorizontales Streckungslinear in N - S-Richtung aufweist. Diese penetrative Schieferung überschneidet ss z.T. subparallel, z.T. aber auch im großen Winkel, und liegt parallel zur Hauptfoliation s_2 der bereits besprochenen Gesteine.

Die Indizierung der Schieferung mittels der s_{1a} -Quarzgangmethode ergab, daß die Quarzgängchen sowohl undeformiert als auch bereits offen bis isoklinal überfaltet in der penetrativen Foliation s_p vorliegen. Die isoklinal überfalteten Gängchen sind zumeist in wenige dm bis m breiten "Scherzonen" angeordnet, die einen erheblichen Quarzreichtum aufweisen (z.B. Raststelle von Châtelard). s_p spiegelt also eine progressive rotationale Deformation wieder, in deren Verlauf Strukturen dieser Deformationsphase bereits überprägt werden, während neue im selben Stressfeld angelegt werden. Erste B-Achsen, die ss überformen, tauchen in östliche Richtungen ab. Das Verschnittlinear $\delta_{ss/sp}$ verläuft parallel zur assoziierten Streckungsfaser str_p .

Im weiteren Verlauf der progressiven Deformation wurde s_p um str_p -parallele $B_{p,1}$ -Achsen eng bis isoklinal gewickelt und in semiduktilen, dextralen, dm bis m mächtigen Scherzonen, die ebenfalls parallel zur Hauptfoliation streichen, zerschert. Die Dehnungsbereiche innerhalb dieser Scherzonen wurden mit Quarz verfüllt. In den Scherzonen entstanden im kleinen Winkel zu s_p neue, auf- oder abschiebende Scherflächen, die z.T. aufplatzten (nur die Abschiebungen) und mit Quarz verheilten (vgl. Abb. 41). Die diskreten Störungsflächen sind mit Graphit belegt.

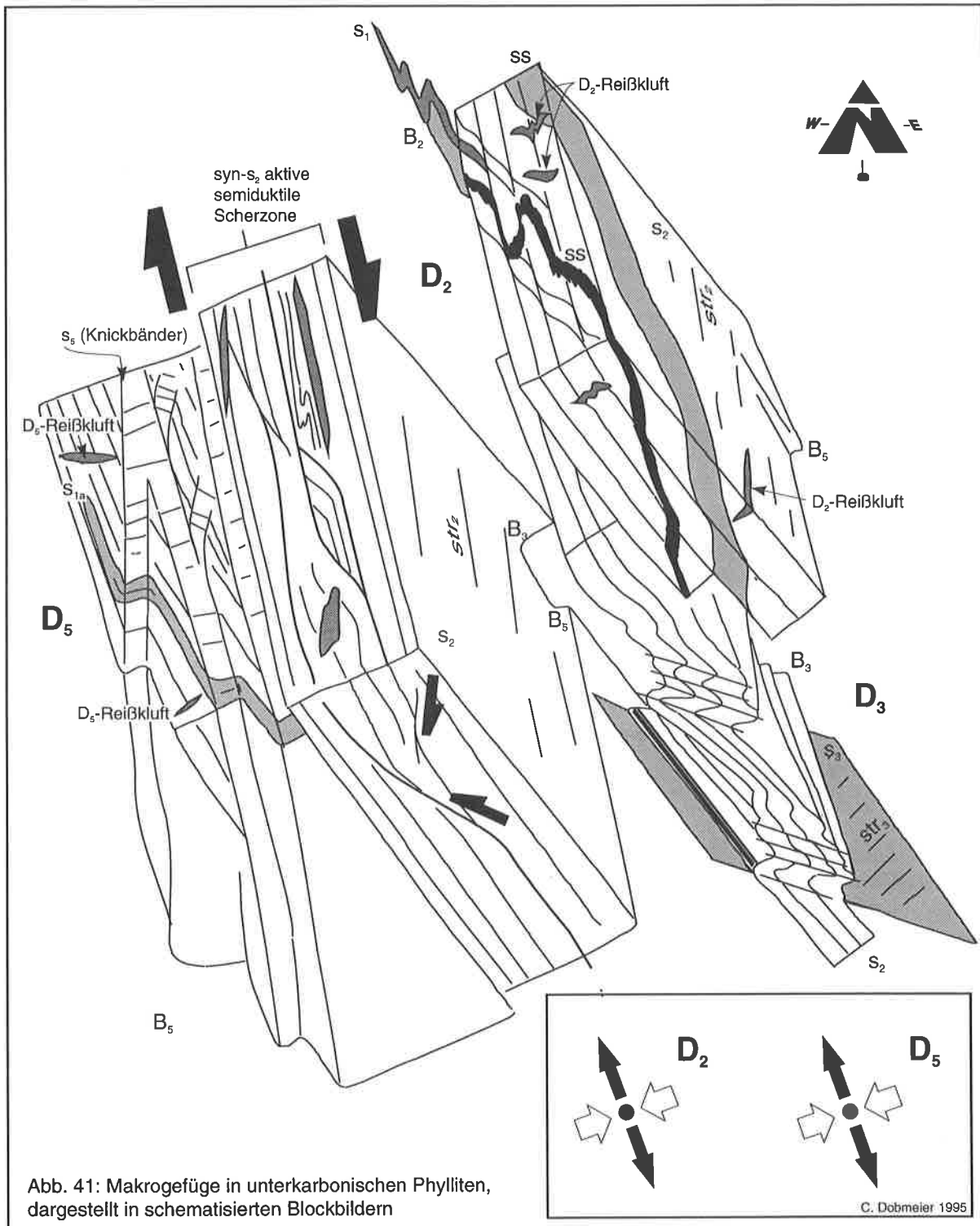
Die im Dünnschliff beobachtbare Kornsortierung und Trennung von schichtsilikat- und quarzreichen Lagen geht nur noch teilweise auf einen sedimentären Ursprung zurück. Überfaltete, ss nachzeichnende Graphitschnüre belegen, daß es sich zumeist um ein metamorphes Transpositionsgefüge handelt (Abb. 37d), das parallel zur Hauptfoliation verläuft. In der Ebene der Hauptfoliation liegen Quarzsegregatschnüre (s_{1a} -Quarzgänge). In einigen Dünnschliffen verläuft in den grobkörnigeren Lagen der Phyllite eine Schieferung, die als ss interpretierte Graphitschnüre überfaltet, schräg zum Transpositionsgefüge. In eingeschalteten Metagrauwacken verläuft die einzige erkennbare Schieferung ebenfalls schräg zur Materialtrennung (Abb. 37b). Der Lagenbau muß demnach als s_2 indiziert werden. In anderen Dünnschliffen kommen isoklinal überfaltete, in die Hauptfoliation einrotierte Quarzsegregatgängchen vor, die ebenfalls diese Indizierung ergeben (Abb. 41). Beide Beobachtungen stammen aus Phylliten, deren Lagenbau nach makroskopischer Begutachtung als s_1 angesprochen wurde.

In Nähe des Kontaktes mit dem Westlichen Gneiskomplex sind die Phyllite übersät mit mikroskopisch kleinen Reißklüften. Zudem entstanden eine Vielzahl von z.T. ebenfalls mit Quarz verfüllte Zusatzflächen (Abb. 41), welche die Festlegung der subhorizontalen Hauptspannungsachse δ_1 senkrecht zur Foliation in der W - E-Richtung ermöglichen. Parallel zu str_p fand eine nicht quantifizierbare, aber sicher nicht unerhebliche Dehnung des Gesteinsverbandes statt. Zwischen den Flächen blieben Mikrolithons mit einer beträchtlich überfalteten Internfoliation erhalten.

Sowohl die Versätze an den Schieferungsflächen als auch asymmetrische Druckschatten ergeben einen dextralen relativen Schersinn.

Der geringere Regelungsgrad der in den Phylliten entwickelten Gefügeelemente ergibt sich aus späteren Überformungen, vor allem der Reorientierung der Foliation in der NW - SE-Richtung (vgl. Streichlinienkarte des GGK, Abb. 35).

Die folgende Überformung D_3 unterschied sich im Stil deutlich von der vorhergehenden: Vorwiegend nach S bis SE oder N bis NW flach abtauchende B_3 -Achsen überfalteten teilweise knickartig alle älteren Gefüge. Die engen bis offenen Falten (Öffnungswinkel 30° bis 90°) bilden lokal Faltenkaskaden, die immer den gleichen Überfaltungssinn anzeigen (Abb. 41). Zugehörige s_3 -Flächen streichen um N -S und fallen stets flacher als $s_{p/2}$ nach E ein (Abb. 41). Selten sind auch steil nach W einfallende antithetische s_{3a} -Flächen vorhanden. Ein gleichfalls nur untergeordnet entwickeltes Linear L_3 steht in etwa senkrecht zu den Faltenachsen, während die Verschnittlineare parallel zu diesen liegen. Syn- D_3 aufgeplatzte, quarzgefüllte Reißklüfte befinden sich in den (hkl)-Ebenen der Falten. Nach E abschiebende Störungen, die z.T. mit Quarz zementiert sind, streichen und fallen parallel zu s_3 und werden dementsprechend D_3 zugeordnet.



In den Schichtsilikatlagen der Phyllite entstand eine mikroskopisch sehr deutliche, engständige Crenulationsschieferung mit zumeist extensionalem Charakter. Ein Teil der Flächen platzte auf und wurde mit Quarz verfüllt. In einigen Scharnieren von F_3 -Falten sammelte sich ebenfalls Quarz an ('saddle reefs' n. RAMSAY & HUBER 1987). Zudem entstanden in den Kernen von Faltscharnieren Überschiebungen, die nach außen in Abschiebungen übergehen.

Die Verstellung der D_3 -Gefüge im Bereich zwischen Tête Noire und les Gures wird am deutlichsten anhand der Faltenachsen, die in diesem Bereich flach nach WNW/NW oder ESE/SE abtauchen, während sie im Arvetal um N - S streichen. Die Überformung könnte mit der Entwicklung von Knickfalten zusammenhängen, die generell sehr steil nach E bis NE abtauchen. Die zugehörigen Knickbänder fallen subvertikal nach W/E oder

nach ENE/WSW ein. Im postglazialen Kerbtal der Arve kommen in, zwischen Metagrauwacken und dem Granit von Montées-Pélessier (also dort, wo vermutlich eine spätvariszische Scherzone verläuft) eingezwickten, Phylliten zwei Knickbandscharen vor, wobei die N - S streichende wiederholt in die NNW - SSE orientierte Schar einbiegt. Neu aufgeplatzte Reißklüfte fallen steil nach S bis SSE (180° bis 160°) ein. Die Knickbänder (Öffnungswinkel 155°) entstanden offenbar während einer relativ kompressiven Deformation, wobei die Extension in der N/NNW - S/SSE-Richtung erfolgte in einem Stressfeld mit subhorizontaler Druck- und Hauptzugspannung.

Über die Zuordnung von flach nach SE/ESE bzw. W/WNW einfallenden Reißklüften besteht keine Klarheit. Vermutlich wurden sie vor und während der Knickfaltenbildung angelegt. Sie belegen eine auch in der Vertikalen wirksame Extension.

Insgesamt ergibt sich für die strukturelle Entwicklung eine ähnliche Abfolge wie für die Gesteine der Carlaveyron (Kap. 2.2.3). Die Überfaltung der penetrativen Hauptfoliation (deren Indizierung einige Schwierigkeiten bereitet hat, was als Ausdruck ihrer kontinuierlichen Neubildung in einem statischen Stressfeld gewertet wird) durch flache Biegescherfalten erfolgte eindeutig vor der Anlage der subvertikalen Knickfalten.

4.4 Metamorphose

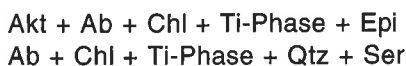
Während der Metamorphose sproßte in den **Phylliten** und in den **Grauwacken** die Paragenese



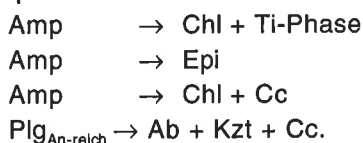
Häufig entstand brauner Oxychlorit an Stelle von grünlichem Chlorit. In den Grauwacken bildete sich zudem stellenweise Albit neu. Die Paragenese gehört der unteren Grünschieferfazies (Chloritzone) an. Die z.T. extreme Feinkörnigkeit der Phyllite könnte sich nicht nur aus dem verhältnismäßig niedrigen Metamorphosegrad ergeben, sondern auch aus dem hohen Graphitgehalt, der das Größenwachstum von Quarz und Hellglimmern behindern kann.

BUJAN (1989) identifizierte die Hellglimmer röntgendiffraktometrisch als Muskovite s.s. (2M1-Polytyp). Die von ihm durchgeführten Bestimmungen der "Illitkristallinität" für drei Grauwacken- und drei Phyllitproben ergaben Werte der unteren Epizone. Vermutlich bestimmte er damit aber das Ausmaß der alpinen Überprägung. Leider existieren keinerlei Angaben über Aufbereitung und Meßbedingungen, so daß ein Vergleich mit den von DOBMEIER (1996) ermittelten Werten für die alpine Metamorphose nicht möglich ist. Die Chlorite charakterisierte er durch Röntgendiffraktometrie als Fe- und Al-reiche Thuringite.

In den **Chlorit- und Feldspatschiefern** blieben Plagioklase und vermutlich Amphibole der magmatischen Paragenese erhalten. Syn- s_2 entstanden die Paragenesen



Diese entstammen der unteren (bis mittleren?) Grünschieferfazies. Während der dynamischen retrograden Metamorphose kam es zu den Umwandlungen



In s_3 bildeten sich nur noch Chlorit und Serizit. Die Scherung endete erst unterhalb der Quarzrekristallisationstemperatur. Somit nahm die Metamorphose im Verlauf von $D_1 - D_3$ von der (?) mittleren Grünschieferfazies auf den Grenzbereich Grünschieferfazies zur Anchizone ab.

4.5 Zusammenfassung und Diskussion

BELLIÈRE & STREEL (1980) konnten mit Acritarchen Phyllite aus der Umgebung von les Gures eindeutig als unterkarbonische Ablagerungen datieren (mit hoher Wahrscheinlichkeit oberes Visé), und somit von den oberkarbonischen Gesteinen (BERTRAND 1926) abtrennen.

Die beiden Grundgesteinstypen Meta-Tonsteine und Meta-Grauwacken sind im großen und ganzen räumlich voneinander getrennt. Östlich des Granites von Montées-Pélissier streichen ausschließlich mittelkörnige Metaklastite aus. In den Phylliten westlich des MPG sind wiederholt z.T. mächtige Meta-Grauwacken eingelagert. Hervorgehoben werden muß die "liegende Falte von les Gures", da sich in diesem Aufschluß beide Gesteinstypen im dm-Maßstab abwechseln. (Der Aufschluß befindet sich in der NW-Ecke des Untersuchungsgebietes, direkt gegenüber dem Rastplatz nach dem Viaduc des Égratz, an der Autobahn zwischen le Fayet und Chamonix. Abb. 37c.)

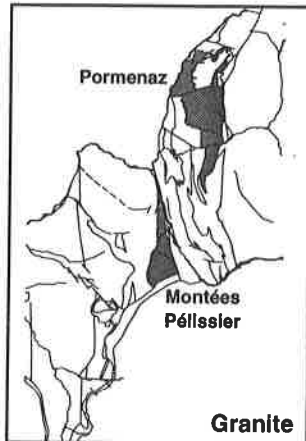
Da die Scherzone, in der der Granit von Montées-Pélissier aufgedrungen ist (Kap. 5), die beiden Vorkommen trennt, bleibt die direkte Korrelation fraglich. Diese würde eine laterale Faziesverzahnung und die Anlieferung des Materials von Osten her fordern. Ein Argument für diese direkte Korrelation ist die Tatsache, daß westlich des Granites keine gröberkörnigen Metaklastite zwischen dem Grüngesteinskomplex und den Phylliten eingeschaltet sind. Allerdings könnte dafür eine, die sedimentäre Abfolge diskordant durchschlagende tektonische Fläche verantwortlich sein. Die Aufhebung der direkten Korrelation beider Vorkommen ließe die Erstellung einer nach oben hin feiner oder gröber werdenden Abfolge zu. Aufgrund der erheblichen tektonischen Überprägung bleibt die primäre Geometrie des Ablagerungsraumes unbekannt.

Form und Art der Klasten belegen eine liefergebietsnahe Ablagerung. Gegen ein fluviatiles Ablagerungsmilieu sprechen die recht monotonen Sedimentstrukturen (vgl. TUCKER 1985). Der Graphitreichtum der Sedimente erklärt sich am einfachsten durch eine hohe Pflanzendichte im Ablagerungsraum. Dabei könnte es sich um einen der, für das Karbon typischen, "Kohlesümpfe" gehandelt haben. Prinzipiell kommen damit zwei Ablagerungsräume in Betracht: ein Delta oder ein intramontanes Becken (EINSELE 1992).

Zur weiteren Eingrenzung auf eine der beiden Möglichkeiten muß auf das Vorhandensein von vulkanischen und vermutlich auch vulkanogenen Gesteinen innerhalb der Sequenz hingewiesen werden, deren chemische Komposition prinzipiell der von Vulkaniten aus extensionalen Räumen entspricht. Folglich ist die Entwicklung der gesamten Sequenz innerhalb eines intramontanen Beckens wahrscheinlicher.

Da die postulierte Extension kurz vor der spätvariskischen Hyperkollision stattfand, erscheint es unwahrscheinlich, daß sie während des Zerbrechens eines Kontinentes erfolgte, so wie das für die Amphibolite vom *Lac d'Emosson* vorgeschlagen wurde (VON RAUMER et al. 1990). Eventuell entstand das Becken erst während der variskischen Kollision. Die Anwesenheit von Magmen mit einer Mantelquelle macht das Vorhandensein einer durch orogenetische Prozesse bereits bedeutend verdickten kontinentalen Kruste unwahrscheinlich, da Wegsamkeiten für das Aufdringen der Metabasalte vorhanden gewesen sein müssen.

5 DIE GRANITE VON MONTÉES-PÉLISSIER UND DER PORMENAZ



Im Arbeitsgebiet befinden sich zwei Granitkörper: Der Pormenazgranit (PG) im Nordosten, für den die zum Großteil aus ihm bestehende Montagne de Pormenaz namensgebend war, und der schmale, keilförmige Granit von Montées-Pélissier (MPG) im N - S streichenden Arve-Tal.

Die beiden Granite weisen sowohl Unterschiede als auch Ähnlichkeiten auf. So hat LAURENT (1967) die voneinander getrennten Körper zusammengefaßt und als genetisch zusammengehörend beschrieben. Erscheint dies aufgrund der petrographischen Ähnlichkeiten als sinnvoll, so kann nur eine umfassende geochemische Bearbeitung beider Körper und ihres Ganggefüges den endgültigen Beweis erbringen; bis dahin bleibt diese These unentschieden. Deshalb werden im Folgenden die Granite getrennt vorgestellt, bevor sie gemeinsam mit umliegenden Graniten verglichen werden.

Auf eine umfassende Bearbeitung des Pormenazgranites wurde wegen seiner Größe, Komplexität (erkennbare Zonierung, mehrere Granittypen) und tektonischen Überformung verzichtet. Der von oberkarbonischen Sedimentgesteinen bedeckte Granit erfuhr im Verlauf der alpinen Orogenese eine zweite, z.T. erhebliche Überformung (DOBMEIER & VON RAUMER 1995, DOBMEIER 1996). Im N und E begrenzen alpine Großstrukturen (Überschiebungsbahn der Morcles-Decke bzw. Pormenaz-Störung) den Pluton. Im W bildet er einen markanten Steilabfall zum Arve-Tal hin. Eine mögliche westliche Fortsetzung liegt unter den neuzeitlichen Bergstürzen (1471, 1751) des Derochoir begraben. Allein in der Diosaz-Schlucht kann der Kontakt zu ebenfalls variskisch metamorphisierten Gesteinen betrachtet werden.

Vom erheblich kleineren Granit von Montées-Pélissier liegen sechs chemische Vollanalysen vor, mit denen eine geochemische Charakterisierung des Körpers versucht wurde. Die östliche und westliche Begrenzung besteht aus komplexen duktil-bruchhaften Scherzonen, wobei die östliche sicher bereits während der Plutonplatznahme aktiv war. Im S überlagern mächtige glaziale Sedimente den Granitkörper. Triassische Konglomerate lagern mit einer erosiven Basis auf.

5.1 Petrographie

5.1.1 Granit von Montées-Pélissier

Von der dominierenden mittelkörnigen "Normalfazies" läßt sich im Gelände eine dunkelgrüne feinkörnige Varietät abtrennen. Das Ganggefüge besteht aus dunkelgrauen bis mittelgrauen, feinkörnigen Gängen, die den Granit, Grünschiefer oder die unterkarbonischen Gesteine durchschlagen.

Die **Normalfazies** erscheint im Aufschluß je nach Chloritgehalt als mittelgraues oder grüngraues Gestein. Weiße Feldspäte und hellgraue Quarzkörner messen im Durchschnitt etwa 3 mm (max. 10 mm). Auf den stets vorhandenen Foliationsflächen befinden sich in eine Chloritapete eingebettete Hellglimmer und Biotite mit maximal 1 mm Kantenlänge. Selten vorkommende dunkelgraue Autolithe (wenige cm bis dm groß) liegen in der Foliationsebene.

6 Dünnschliffe wurden zur Ermittlung der Modalbestände ausgezählt:

Mineral ¹	92/055-1G	92/055-2G	92/055-3G	92/093-1G	92/093-2G	92/093-3G
Quarz	17	22	24	20	23	27
Plagioklas	22	24	30	35	32	31
Albit	4	14	2	-	-	-
Perthit	19	-	12	8	13	16
Kalifeldspat	13	16	15	18	16	17
Biotit	-	-	5	14	6	A
Chlorit	11	7	5	2	5	5
Serizit	8	13	6	2	3	3

Rest: Akzessorien

Im QAP-Diagramm liegen alle sechs Analysen im Feld 3b (Abb. 42). Der Anteil der mafischen Minerale M schwankt zwischen 7 und 17%. Somit handelt es sich bei der Normalfazies, die die Hauptmasse des Plutons ausmacht, um einen **Monzogranit**.

U.d.M. entpuppt sich das Gestein als hiatal ungleichkörnig. Das primäre magmatische Gefüge wird in wechselndem Ausmaß durch die Ausbildung einer Foliation überprägt, bleibt zumeist aber dominant.

Klare bis leicht trübe **Kalifeldspäte** haben idiomorphe oder hypidiomorphe Kornformen und erreichen maximal 4 mm Kantenlänge. Die zumeist einfach verzwilligten Kristalle weisen oft eine nur im Ansatz ausgebildete Mikroklingitterung auf.

Gleiche Größe und Form besitzen stets frische **perthitische Kalifeldspäte**, die bis zu 20 Vol.-% am Gesamtgestein erreichen können. Beide besitzen idiomorphe Plagioklaseinschlüsse (KL ~ 0,2-0,4 mm), die in der Regel erheblich saussuritisiert wurden. Vermutlich handelt es sich bei den perthitisch entmischten Kristallen um albitisierte Kalifeldspäte.

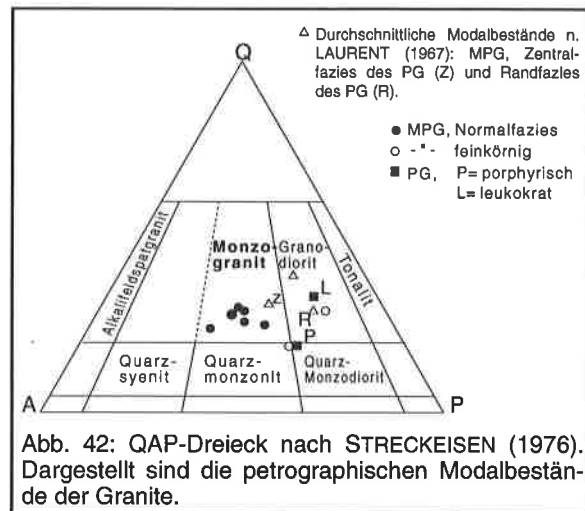
Neben den poikilitisch umschlossenen **Plagioklasen** (Plg I, And) kommen xenomorphe, bis zu 4 mm lange, polysynthetisch verzwilligte Plagioklase (Plg II, Olg) vor, die in unterschiedlichem Ausmaß saussuritisiert wurden. Der Umfang des Zersatzes ist dabei proportional zum Grad der Zerschieferung des Gesteins. An Kornkontakten zwischen Kalifeldspat und Plagioklas befinden sich häufig blasenförmig in den Kalifeldspat eingedrungene **Myrmekite**.

Noch deutlich als Zwickelfüllungen erkennbare **Quarze** (KL ~ 0,1 - 0,2 mm) sind immer suturiert und undulieren erheblich. Häufig weisen sie anomal zweiachsige Kristallgitter und in die Streckungsfaser einrotierte c-Achsen auf. Rekristallisationskörner an Quarz/Quarz-Kontakten erreichen maximal 0,005 mm Durchmesser. In Scherbahnen waren immer wieder Verwachsungsgefüge von Serizit und Quarz zu beobachten.

Brauner **Biotit I** wird zum Teil von Plagioklas I ummantelt, häufig in die Streckungsfaser eingeregelt und dabei fleckig in Chlorit umgewandelt oder von braunem bis grünbraunem Biotit II überwachsen, dessen Spaltbarkeit parallel zur Foliation liegt. Die teilweise chloritisierten Biotite I enthalten Sagenitgitter. Vollständig zu Chlorit umgewandelter Biotit I ist mit einer körnigen Erzphase, die in etwa parallel zur ehemals vorhandenen Spaltbarkeit liegt, gefüllt (Abb. 43a). Vermutlich handelt es sich dabei um Ti-reiche Erze (vgl. Kap. 3 und 6.1). Biotit II verwächst parallel zur Spaltbarkeit mit dunkel- bis mittel-grünem, eisenreichem **Chlorit** und wird stellenweise von diesem angegriffen.

Große **Hellglimmerscheiter** (KL ~ 0,2 mm) blieben nur selten erhalten. Zumeist wurden diese in der Foliation zerrieben oder rekristallisierten als Serizit.

Kalzit füllt während der Foliationsbildung aufgeplatzte Reißklüfte mit unter statischen Bedingungen gesproßten Kristallen.



¹ Die Modalbestände sind in Flächen-% angegeben.

Einige Schriffe weisen rautenförmige, etwa 0,5 mm lange, skelettartige Anreicherungen einer sehr feinkörnigen Phase mit hoher Lichtbrechung auf, die den Eindruck einer Vererzung erwecken und auffälligerweise messerscharfe Kontakte mit Plagioklas II haben. Bei genauerer Betrachtung stellen sich die "Erzkörner" als feinstkörnige Epidote heraus, die genauso feinkörnige Felder, die wiederum vermutlich mit Quarz oder Plagioklas und Kalzit, Serizit/Chlorit gefüllt sind, umschließen. Die Epidote folgen offensichtlich den Spaltflächen von ehemals vorhandenen **Amphibolen**, die vollständig pseudomorph ersetzt wurden. Als weitere Akzessorien kommen Epidot, Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil und eine Erzphase vor.

Feinkörnige Varietät: Das wesentlich feinkörnigere dunkelgrüne Gestein ist in dm bis m breiten Lagen, die parallel zur Foliation streichen, gangartig in die Normalfazies eingeschaltet.

U.d.M. zeigt sich, daß die aus der makroskopischen Ansprache erwartete Gleichkörnigkeit tatsächlich aus einem **poikiloblastischen Gefüge** resultiert. Ältere Plagioklase, Biotite (0,2-0,4 mm) und Chlorit-Kalzit-Erz-Pseudomorphosen nach Amphibol (0,5-1 mm KL) werden poikiloblastisch durch bis zu 4 mm lange Mikrokline (z.T. mikroperthitische Kf), maximal 1 mm durchmessende Plagioklase (normal 0,2-0,4 mm) und kleinere Quarzkörner umwachsen, die zumeist mit ihrer Langachse in der Streckungsfaser orientiert sind. An den Kontakten zwischen Plagioklas und Kalifeldspat kam es zur Ausbildung von Reaktionsgefügen (Myrmekite). Viele der polysynthetisch verzwilligten Plagioklase (Olg-And) sind zonar gebaut und oft erheblich saussuritisiert. Quarz (0,1-0,4 mm) zeigt neben suturierten auch gerade oder schwach gebogene Kornkontakte. Die c-Achsen der undulierenden Körner variieren bevorzugt um die Streckungsfaser. Brauner Biotit wurde unvollständig in Chlorit umgewandelt. Die hell- bis mittelgrünen Chlorite weisen fast immer Sagenitgitter oder eine körnige Ti-Phase auf. Kalzit kommt als Umwandlungsprodukt von Plagioklas und Amphibol vor.

Ob diese Varietät eventuell dem Gangfolge zugeordnet werden muß, läßt sich aus dem vorliegenden Datenmaterial nicht mit Bestimmtheit entscheiden. So zeigen einige der Lagen ähnliche Modalbestände und Mineralausbildungen wie die Normalfazies, andere weichen davon aber deutlich ab (siehe Abb. 42):

Mineral	Quarz	Plagioklas	Mikroclin	Biotit	Chlorit
92/055-G1	15	38	21	6	19
92/055-G3	22	38	15	-	24

Akzessorien: Kalzit, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit.

Tafel 6

Abb. 43a: Mit körnigem Titanit gefüllter, z.T. entfärbter Biotit wurde in s_1 geschert und zerrissen. Zusammen mit dem Gegenstück (außerhalb des rechten Bildrandes) zeigt er einen dextralen Relativschersinn an. Internstrukturen des s_1 -parallelen Chlorites unterstützen die Aussage.

DS 92/055-3, MPG

xz-Schnitt, s_1 82/72, str, 178/02

LK 2 mm, II N

Abb. 43c: Vererzte ECC-Gefüge im Quarz-Ultramylonit am Oststrand des Granites von Montées-Pélissier. Die Erzphasen überwachsen stellenweise die mylonitische Foliation.

DS 94/055-8, MPG

xz-Schnitt, $s_{m(=1)}$ 78/79, str $_{m(=1)}$ 160/02,
ECC 210/75

LK 2 mm, II N

Abb. 43b: Übergang von Mylonit zum schwarzen Ultramylonit am Westrand des Granites von Montées-Pélissier. Auch hier zeigt die Klasterrotation einen relativ dextralen Schersinn an. Die Entnahmepunkte dieses Handstückes und des DS 92/005-3 (Abb. 43a) sind etwa 30 cm voneinander entfernt.

DS 92/055-6, MPG

xz-Schnitt, $s_{m(=1)}$ 84/76, str $_{m(=1)}$ 176/04

LK 4 mm, II N

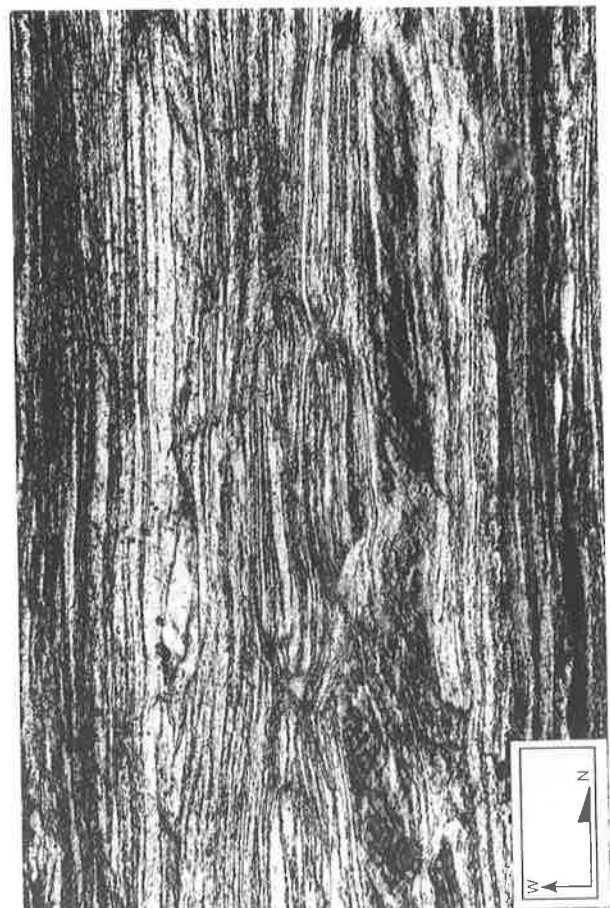
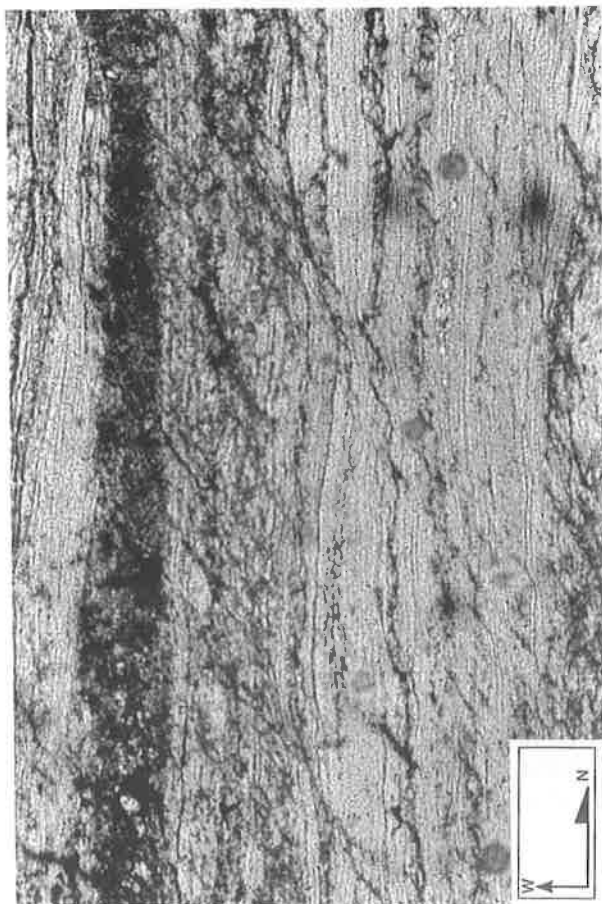
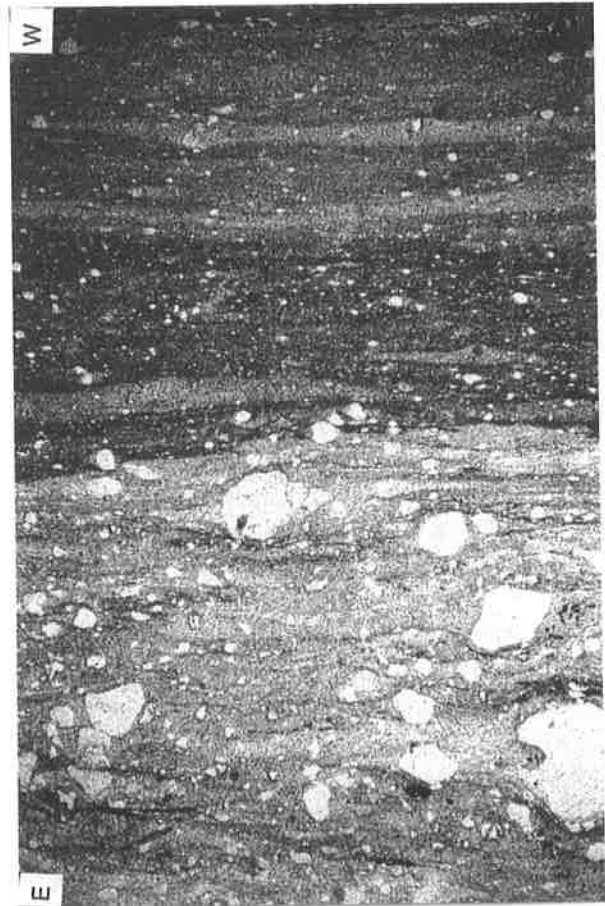
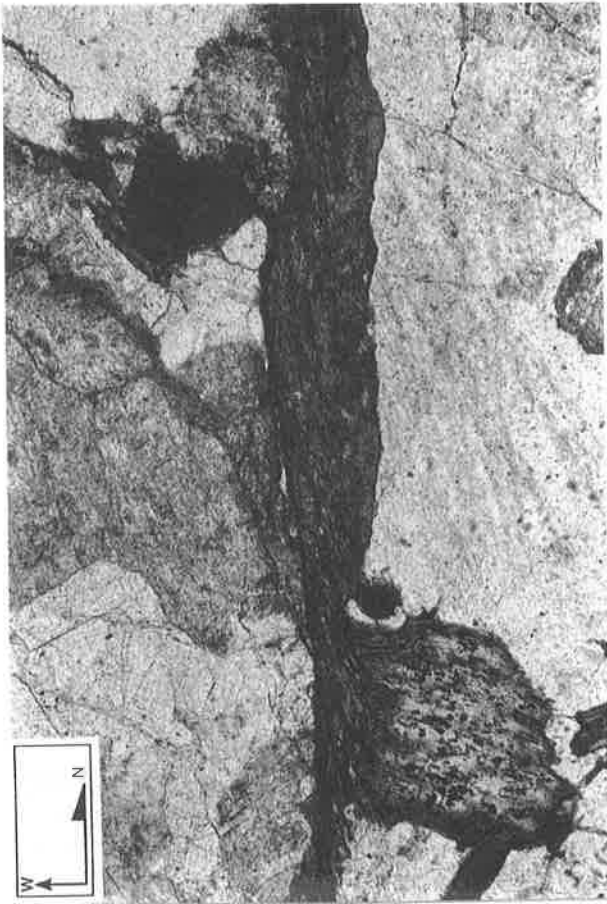
Abb. 43d: Boudinierung der mylonitischen Foliation $s_{m(=1)}$ mit umfassender Quarzrekristllisation. Die schwarzen Bereiche sind vererzt.

DS 94/055-8, MPG

siehe Abb. 43c

LK 4 mm, x N

Tafel 6



Auffällig ist z.B. das Fehlen von Serizit oder anderer Hellglimmer und die veränderten Gehalte von Plagioklas (gestiegen) und Kalifeldspat (gesunken) im Vergleich zur Normalfazies. Die Tatsache, daß sämtliche Kalifeldspäte als Mikrokline vorliegen, könnte auf niedrigere Bildungsbedingungen und somit eine spätere Intrusion der Schmelzen in den bereits vorhandenen Pluton hinweisen. Der zeitliche Abstand kann aber nicht sehr groß gewesen sein, da auch diese Fazies eine Foliation aufweist.

LAURENT (1967) und BUJAN (1989) handelten das **Gangfolge** kurz ab. Beide beschrieben übereinstimmend ein feinkörniges, equigranulares Gefüge. Laurent klassifizierte die Gesteine als quarzarme (1-10%) aber plagioklasreiche (50-61%) Kersantite mit 20-30 % Biotit und Chlorit. Amphibole wurden vollständig pseudomorph ersetzt. Bujan fügte Beobachtungen von resorbierten Quarzen und vorkommenden Kalifeldspäten hinzu.

5.1.2 Der Pormenazgranit (PG)

Im Gelände lassen sich drei Granittypen unterscheiden:

- der grüngraue porphyrische Granit, der die Hauptmasse des Plutons stellt,
- ein feinkörnigerer grüngrauer Granit, der der Normalfazies des Granites von Montées-Pelissier ähnelt,
- ein leukokrater, gleichkörniger Granit, der vom porphyrischen Granit häufig nesterartig durchsetzt wird.

Der **porphyrische Granit** enthält mehrere cm große, rosa Kalifeldspatleisten, die in eine gleichkörnige Matrix aus Plagioklas, Quarz und Chlorit, selten auch Biotit eingebettet sind. Eine oder zwei Foliationsscharen belegen die durchgreifende Überformung des Granites.

Im Mikroskop erweisen sich die idiomorphen Porphyroblasten als klare, zum Teil mikroperthitische **Orthoklase** (KL bis 1,5 cm), die zumeist einfach verzwillingt sind. Plagioklas, Pseudomorphosen nach Amphibol und Chlorit werden poikilitisch eingeschlossen. Am Kontakt zu Plagioklas befinden sich häufig myrmekitische Reaktionsgefüge.

Breite polysynthetische Zwillinge bildete nur in den Orthoklasen befindlicher **Plagioklas I** (opt. 2-, vmtl. And). Die maximal 0,3 mm langen Körner sind nur in geringem Umfang umgewandelt. Dementgegen wurde der in der Matrix gewachsene Plagioklas II zumeist erheblich saussuritisiert. Die zonar gebauten, 0,4 bis 0,8 mm langen (max. 2,5 mm!) Körner weisen feine polysynthetische Zwillinge auf (opt. ebenfalls 2-, evtl. Olg). Suturierte **Quarzkörner** (KL 0,3-0,5 mm), die undulieren, gruppieren sich zu linsenförmigen Aggregaten. Rekristallisate (Durchmesser max. 0,005 mm) sitzen an den Quarz/Quarz-Kontakten.

Hell- bis mittelgrüne, Magnesium-reiche **Chloritscheiter** (KL ~ 0,3 mm) befinden sich bevorzugt in der Foliationsebene. Neben Biotitresten füllen Sagenit-Gitter und Titanitkristalle die Chlorite.

Ebenfalls in der Foliationsebene, aber auch in Orthoklasporphyroblasten, kommen Epidot-Kalzit-Chlorit-Serizit-Plagioklas/Quarz-Pseudomorphosen nach **Amphibol** vor (KL 0,5-1mm). **Karbonat**kristalle befinden sich weiterhin in Reißklüften, in denen sie unter statischen Bedingungen wachsen konnten.

Akzessorisch sind Zirkon, Apatit, Serizit und eine opake Erzphase vorhanden.

Mineral	Plagioklas	Orthoklas	Quarz	Chlorit	Serizit	Karbonat
93/225-1	42	21	15	13	3	4

Aufgrund des niedrigen Quarzgehaltes von nur 15% muß das Gestein als **Quarzmonzodiorit** bezeichnet werden. Allerdings sei darauf hingewiesen, daß eine Analyse zweifellos nicht ausreicht, um dieses Gestein ausreichend zu klassifizieren.

Den folgenden Granittyp möchte ich als **gleichkörnigen Leukogranit** bezeichnen, da er sich durch seine weiße Farbe vom porphyrischen Granit deutlich unterscheidet (Farbzahl M=3). Die helle Farbe ergibt sich aus dem geringen Chloritgehalt. Das Gestein ist am Fuß des westlichen Steilabfalles der Montagne de Pormenaz

(GP 225) und im Diosaz-Tal aufgeschlossen. Interessanterweise durchdringt der porphyrische Granit z.T. nester- oder kanalartig den Leukogranit. Die Orthoklaseinsprenglinge zeigen keine eindeutige Regelung in den Kanälen. Zwangsläufig ergibt sich die Frage, ob eine Altersabfolge abgeleitet werden kann. Möglicherweise könnte der Leukogranit älter sein als der ihn durchdringende porphyrische Granit. Eine gleichzeitige Bildung kann aber nicht zweifelsfrei widerlegt werden. Die Foliation ist in diesem Gestein nur undeutlich entwickelt.

Auch u.d.M. unterscheidet sich der Leukogranit von den anderen Granittypen. Das äquigranulare Gefüge besteht aus Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz.

Hypidiomorphe bis idiomorphe **Kalifeldspäte** (KL max. 1 mm) wurden zum Teil albitisiert (opt. 2+) oder enthalten Spindelperthite. Am Kontakt zu Plagioklas befinden sich Myrmekite. Die tafeligen bis leistenförmigen **Plagioklase** (KL 1-2 mm) sind ebenfalls hypidiomorph bis idiomorph und fast immer zonar gebaut. Selten befinden sich im Kern rundliche, breite polysynthetische Zwillinge aufweisende Kristalle, deren Fortwachsungen kristallographisch gleich orientiert sind. Manchmal sind die Kerne ohne Zwillinge und optisch 2-. Darauf folgt eine schmale, optisch 2+ Zone. Den Rand bilden <

immer optisch 2- Plagioklase mit feinsten polysynthetischen Zwillingen. Viele Individuen sind nur optisch 2+ oder 2-. Die letzteren zeigen immer schmale polysynthetische Zwillinglamellen.

Undulöse, suturierte **Quarze** (KL 0,4-0,8 mm) rekristallisierten an Quarz/Quarz-Kontakten (max. 0,005 mm Durchmesser).

Fe-reiche **Chlorite** (KL bis 1mm) enthalten Sagenitgitter und Titanitkristalle. Sie kommen zusammen mit kleinen Serizitnadeln und Karbonat vor.

Die Probe 92/225-2 erbrachte folgenden Modalbestand:

Mineral	Plagioklas	Kalifeldspat	Quarz	Chlorit
92/225-2	49	16	32	2

Dementsprechend handelt es sich um einen **granodioritischen Leukogranit**.

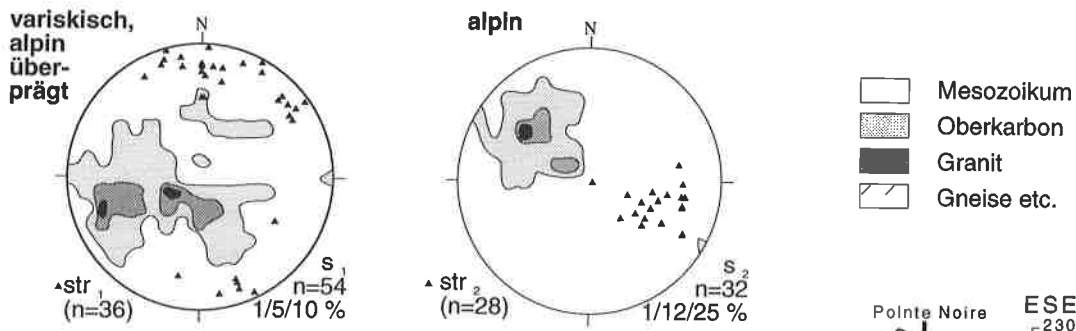
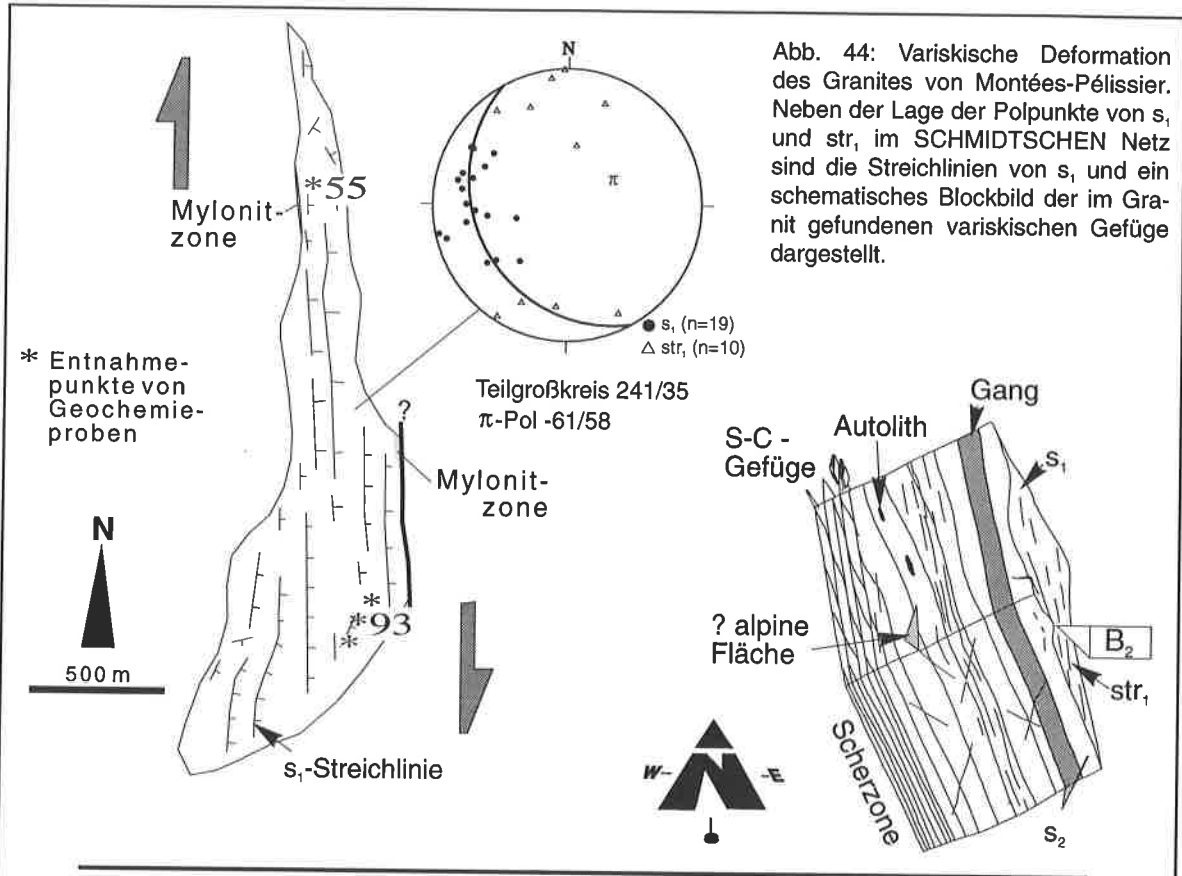
5.2 Deformation der Granite

Bereits die Form des Granites von Montées-Pélessier läßt Rückschlüsse auf seine Platznahme zu. Im Verhältnis zur Breite sehr langgezogene Körper, deren Langachse parallel zu der regional dominierenden s-Flächenschar verläuft (Abb. 44), sind typisch für synkollisionale Scherzonengranite. Die asymmetrisch-lakkolithartige Gesamtform des Pormenazgranites (Abb. 45) resultiert vermutlich aus der alpinen Überformung. In der Diosaz-Schlucht bildet das Gestein eine wenige hundert Meter breite, fast saiger stehende Platte, die parallel zur penetrativen Foliation streicht. Vermutlich war die ursprüngliche Form der des Granites von Montées-Pélessier ähnlich.

Die Granite werden von einer planaren, nur teilweise penetrativen Foliation durchzogen, die parallel zu s_2 der umliegenden Gesteine um N - S streicht und steil nach E einfällt (Abb. 44). Obwohl diese Foliation genetisch unterschiedlichen Flächenscharen angehört (Drucklösungsschieferung, s-Flächen, C-Flächen, s_m -Flächen; s.u.) soll sie vereinfachend als Flächen-Gruppe s_1 bezeichnet und behandelt werden.

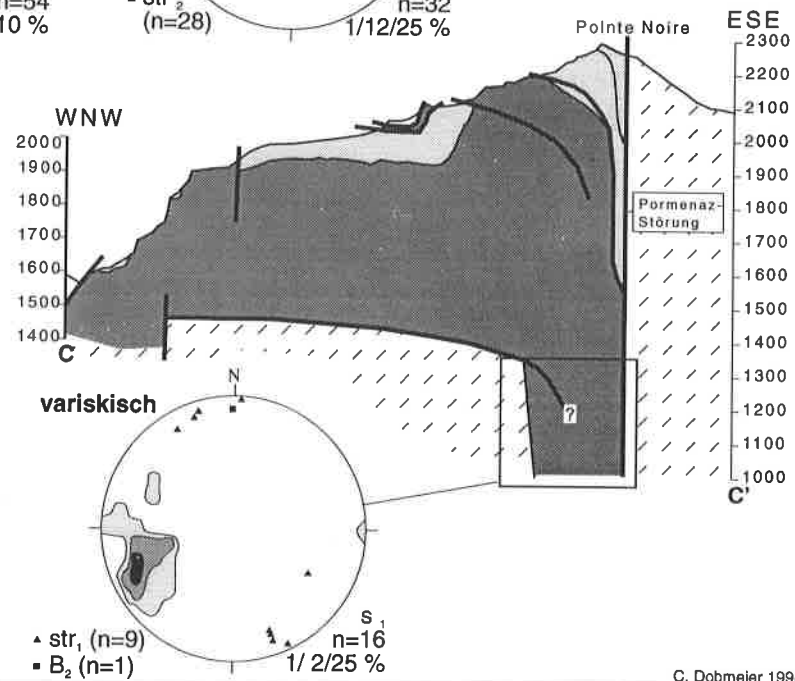
Im Aufschluß ist die wechselnde Intensität der Foliationsausbildung erkennbar: Von fast unfoliierten Bereichen ausgehend, steigert sich die Deformation des Gesteines bis zur Mylonitisation unter Ausbildung von Typ-I-S-C-Protomyloniten und -Myloniten (BERTHÉ et al. 1979). Ultramylonite befinden sich nur an den Plutonrändern (Scherzone am West- und Ostrand des MPG und Pormenaz-Störung am Ostrand des PG). Die Bildung der Scherzone am Ostrand des Granites von Montées-Pélessier erfolgte zeitgleich mit einer Erzmineralisation (Abb. 43c, d). Da Erzmineralisationen bevorzugt an Plutonrändern auftreten, handelt es sich damit vermutlich um den primären Rand des Plutons. Der Granit drang dementsprechend in der Scherzone synkinematisch auf.

U.d.M. weisen kaum foliierte Bereiche primär magmatische Gefüge auf. **Chloritscheiter** und wenige mm lange Drucklösungsflächen, an denen opake Phasen angereichert wurden, zeichnen die Foliation nach.



- Mesozoikum
- ▨ Oberkarbon
- Granit
- ▤ Gneise etc.

Abb. 45: Überformung des Pormenazgranites. Im Vergleich zum MPG (Abb. 44) wird deutlich, daß die variskische Foliation s_1 , während der alpinen Orogenese besonders im oberen Teil der Montagne de Pormenaz erheblich überformt wurde. Allein in der Diosaz-Schlucht blieben die variskischen Gefüge weitgehend davon verschont. (Lage des Profiles C-C' siehe Anlagen, Höhenangaben in m + NN.)



Bei zunehmender Scherung entwickelte sich zunächst eine, dann auch eine zweite Schieferungsfläche. Der Winkel zwischen beiden Flächen variiert zwischen 45° und etwa 15° . Die C-Flächen streichen parallel zur regionalen Hauptfoliation; neu gesproßter **Chlorit** und in ihm eingeschlossene opake Phasen sowie Serizitfilze zeichnen diese Flächenschar nach.

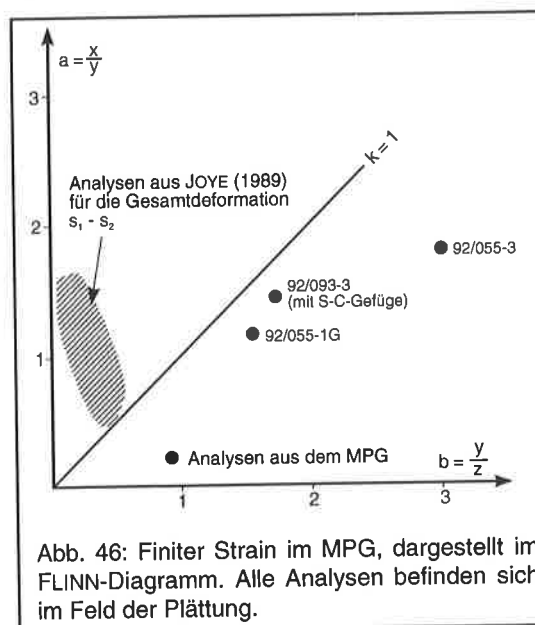
Minerale der magmatischen Paragenese rotierten in die S-Flächenebene ein. Dabei wurden die Feldspäte durch kataklastische Prozesse zunehmend zerstört. Quarz, Albit, Serizit, Chlorit oder Karbonat versiegelten die entstandenen Risse. Vor allem die **Plagioklase** wurden sehr schnell zerrieben und saussuritisiert, die mikrokristallinen Zerfallsprodukte Quarz, Serizit, Karbonat und Chlorit bilden den Hauptbestandteil der mylonitischen Matrix. **Kalifeldspäte** zersetzten sich kaum, wogegen kataklastische Prozesse ihre Korngröße zunehmend reduzierten. In den Ultramyoniten stellen sie mit Quarz die einzigen Klaster (Abb. 43b). Die suturierten polykristallinen **Quarzkörner** rekristallisierten dynamisch unter Einregelung der c-Achsen senkrecht zu den S-Flächen. Bei steigender Verformung wurden die zunehmend gelängten Körner in der C-Flächenebene reorientiert. **Biotit** und **Hellglimmer** wurden während der Scherung fast völlig zerstört. Alle Beobachtungen decken sich mit den Ergebnissen von LAURENT (1967).

Quarz, Albit und vereinzelt **Mikroklin** bildeten sich syndeformativ in Druckschatten und anderen druckgeschonten Bereichen. Karbonat wuchs in z.T. erheblichem Umfang in unterschiedlichen strukturellen Positionen. In den Ultramyoniten ist nur eine mylonitische Foliation s_m vorhanden, die parallel zur regionalen Hauptfoliation und den C-Flächen der Protomylonite und Mylonite streicht. Diese Foliation wurde aufgrund der erheblichen streckungsfaserparallelen Extension boudiniert, zudem entstand eine extensionale Crenulationschieferung (ECC-Gefüge n. PLATT & VISSERS 1983) gleichzeitig mit einer intrafolialen Überfaltung (Abb. 43c, d). Letztere geht vermutlich auf eine erhebliche Einengung senkrecht zur mylonitischen Foliation zurück. Vor allem Bereiche, die eine hohe Gesamtverformung aufweisen, erfuhren eine nicht unerhebliche s-parallele Vererzung (Abb. 43c, d).

Immer vererzte s_2 -Flächen überschneiden die ältere Hauptfoliation im kleinen Winkel von maximal 15° . Die Vererzung der Flächen und das Weiterwachsen von s_1 -parallelen Chloriten (die Scheiter biegen um) belegen die Zugehörigkeit der zweiten Flächen zur variskischen Orogenese. Die wenigen im Aufschluß messbaren Flächen fallen steil nach W ein und streichen subparallel zu s_1 . Vermutlich gehören sie zu noch seltener anzutreffenden offenen B_2 -Falten, deren Achsen flach nach N oder S, also parallel zur Streckungsfaser str_1 abtauchen (Abb. 44, 45).

In verbogenen Reißklüften, die im Verlauf der rotationalen Deformation aufplatzten, kristallisierten Quarz, Albit und Karbonat. Die zusammengesetzten Reißklüfte bestehen aus Quarz und Albit oder Karbonat und Albit (am Rand). Undeformierte antitaxiale Karbonatreißklüfte können entweder postdeformativ entstanden sein oder genetisch mit der alpinen Orogenese verbunden sein. Die synrotationale Dehnung der Gesteine parallel zur Streckungsfaser wird auch durch die Anlage von chloritisierten Mikroabschiebungen angezeigt.

In kombinierten x-z- und y-z-Schnitten konnte die Zuordnung des Verformungsellipsoides zum oblaten Typ vorgenommen werden. An drei orientiert entnommenen Handstücken wurde die Verformung mit einer korngößenkontrollierten 'center-to-center'-Methode bestimmt (MESCHÉDE 1994). Alle drei Analysen ergaben einen oblaten Gesamtstrain mit k zwischen 0,4 und 0,7 (Abb. 46). In zwei Proben liegt die xy-Ebene subparallel zur Foliation (Abweichung ca. 10° gegen den Uhrzeigersinn). Probe 92/093-2 stammt aus einem stärker deformierten Bereich, in dem S-C-Gefüge entwickelt wurden. C verläuft parallel zur Foliation s_1 , S steht in einem Winkel von ca. 30° dazu. Der Verschnitt ergibt einen dextralen Schersinn. Die xy-Ebene des Verformungsellipsoides ist in S angeordnet.



Schersinnindikatoren: Hauptkriterium ist das asymmetrische S-C-Gefüge aller Mylonite, das immer einen dextralen relativen Schersinn anzeigt (Abb. 45). Duplexartige Scherbänder zwischen großen Klusten und asymmetrische Druckschatten unterstützen diese Aussage. In einigen Dünnschliffen aus Bereichen mit hohen Verformungsbeträgen treten allerdings beide Schersinne auf. Dies spricht für die isoklinale Verfaltung dieser Bereiche. In Gesteinen mit niedriger Gesamtverformung kann kein Schersinn ermittelt werden. Die Form der Druckschatten weist hier eher auf eine reine Plättung hin.

5.3 Platznahme und Metamorphose

Zur primären, **magmatischen Mineralparagenese** gehören Plagioklas I und II, Kalifeldspat (z.T. perthitischer Orthoklas, Mikroklin), Quarz, Biotit, Amphibol, Hellglimmer, Apatit, Zirkon und vermutlich Rutil. Diese Paragenese kann aufgrund der mikroskopischen Untersuchungen in zwei Paragenesen aufgeteilt werden:

Die erste Paragenese



wird von den Kalifeldspäten der zweiten Paragenese



umschlossen. Die zeitlich aufeinanderfolgenden Paragenesen unterscheiden sich deutlich voneinander; die erste Paragenese vertritt einen wesentlich basischeren (dioritischen) Chemismus.

Das hiatal-porphyrische Gefüge einiger Granittypen könnte darauf hinweisen, daß eine erste Rekristallisationsphase bereits vor dem Magmenaufstieg stattfand. Die Anwesenheit von Zirkon und Apatit resultiert aus der Sättigung der Schmelze mit Zr und P. Vorhandene perthitische Kalifeldspäte belegen eutektische Kristallisationsbedingungen für die Paragenese II.

Die exakten P-T-Bedingungen der Platznahme sind aus dem vorhandenen Datenmaterial nicht rekonstruierbar. Dennoch ergibt sich allein aus dem optischen Charakter der Feldspäte ein Hinweis auf die Temperatur, die geherrscht hat: Das gemeinsame Auftreten von Orthoklas und Mikroklin kann als Argument für die Platznahme bei einer Temperatur im Bereich des Phasenüberganges zwischen den beiden Kalifeldspäten angesehen werden.

Mit der Anlage der ersten Foliation/Schieferung war eine **grünschieferfazielle Metamorphose M1** verbunden. Den retrograden Charakter der Metamorphose belegen mehrere typische Mineralumwandlungen. Zu beobachten sind:

- Chloritisierung von Biotit. Sagenitgitter und Titanitkristalle in Biotit entstanden durch den Verlust von Ti im Kristallgitter, da das Element bei fallenden P-T-Bedingungen nicht mehr einbaubar war. Dabei entmischte Rutil in Biotit II und Titanit in Biotit I (vgl. Kap. 2.1.5).
- Epidot-Kalzit-Serizit-Quarzpseudomorphosen und Chlorit-Titanitpseudomorphosen nach Amphibol, der bei fallenden P-T-Bedingungen destabilisiert und pseudomorph ersetzt wurde. Mit Epidot und Chlorit sproßten zwei fazieskritische Minerale der unteren Grünschieferfazies.
- Myrmekitbildung an Plagioklas-Kalifeldspatkontakten als typische Anzeiger der retrograden Metamorphose.
- Serizit-Quarzverwachsungen in s_1 .
- Serizitisierung der magmatischen Hellglimmer.

Albit, Quarz, Chlorit, Serizit und Karbonat versiegelten die Risse in den Plagioklasklusten. Allein Chlorit wurde im Verlauf der Metamorphose in erheblichem Umfang neu gebildet, seine Spaltbarkeit liegt bevorzugt parallel zur Foliation.

Da die Quarzgefüge keine unter statischen Bedingungen geformten Korngrenzen zeigen, endete die Deformation vermutlich erst unterhalb der Quarzrekristallisationstemperatur von 275°C bis 290°C (VOLL 1976, 1980).

Die vereinzelt beobachtete Neubildung von Mikroklin in Druckschatten um Orthoklas deutet auf eine Temperaturverringerung zwischen der primären Kristallisation des Magmas und dem Beginn der Scherung hin. Interessanterweise dokumentieren die zonierte Plagioklase der Granite eine kontinuierliche Abnahme des An-Gehaltes in den Plagioklasen vom Kern zum Rand. Zudem kommen als metamorph gebildete Plagioklase nur Albitkörner vor. Auch dies verweist auf eine Abnahme der Temperatur zwischen Kristallisations- und Scherungsbeginn. Der Betrag kann aber nicht hoch gewesen sein, da Mikroklin und eventuell Albit auch der magmatischen Paragenese angehören. Bedeutsam erscheint mir die Beobachtung, daß einige der Kalifeldspateinsprenglinge parallel zur str_1 orientiert sind.

Die vermutlich geringe Temperaturdifferenz zwischen finaler magmatischer Paragenese und initialer metamorpher Paragenese sowie das gerichtete Wachstum von Mineralen der magmatischen Paragenese in der Streckungsfaser der ersten Deformation sind sicher kein ausreichender Beweis für die Ansprache der Granite als **synkinematische Scherzonengranite**, aber auf jeden Fall ein Hinweis auf eine solche Position. Um die beiden Granitkörper herum gibt es keine Anzeichen für kontaktmetamorphe Höfe. Dies könnte durch ähnliche thermische Bedingungen in den umgebenden Gesteinen während der Platznahme bedingt sein.

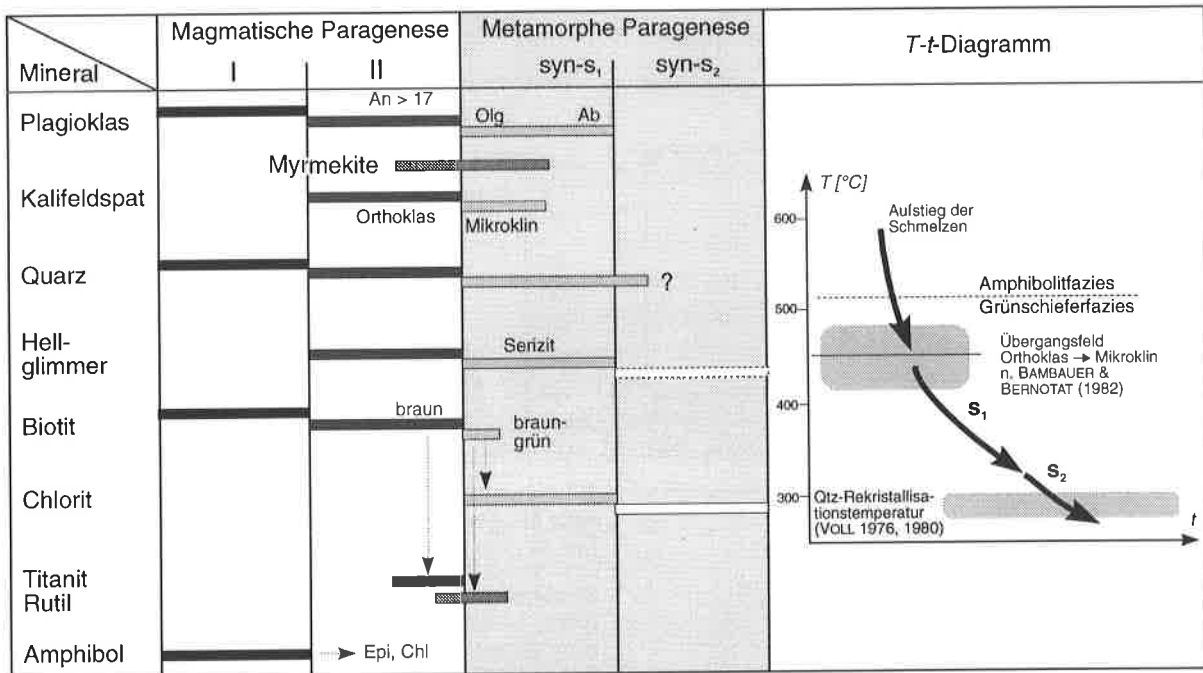


Abb. 47: Mineralparagenesen der Platznahme und der nachfolgenden Metamorphose im MPG.

5.4 Geochemische Daten zur "Normalfazies" des Granites von Montées-Pélissier

5.4.1 Alteration und gerichtetes Elementverhalten

Die Granitanalysen (Tab. 7) zeigen im Vergleich zu den in Kapitel 3.2.1 angeführten Alterationsverhalten der Elemente andere Mobilitätspotentiale an. Diese sollen zunächst dargestellt werden:

Ein wesentlicher Unterschied zum Grüngesteinskomplex liegt im Verhalten der LILE K₂O, Rb und begrenzt auch Ba. K und Rb korrelieren positiv mit Zr (Abb. 48). Dies bedeutet, daß die beiden Elemente während der retrograden Metamorphose nicht mobilisiert wurden und die magmatischen Gehalte erhalten geblieben sind.

Ba zeigt eine undeutlichere Korrelation mit Zr. Dies ist darauf zurückzuführen, daß Ba²⁺ in seinem Verhalten nicht nur an K⁺ gebunden ist (vgl. Abb. 48/3), sondern ebenfalls Ca²⁺ in Plagioklas diadoch ersetzen kann. Dadurch beeinflußt auch das Verhalten von CaO die Ba-Konzentration im Gestein (vgl. Abb. 48/6). Eine teilweise erfolgte Mobilisation von Ba erscheint wahrscheinlich.

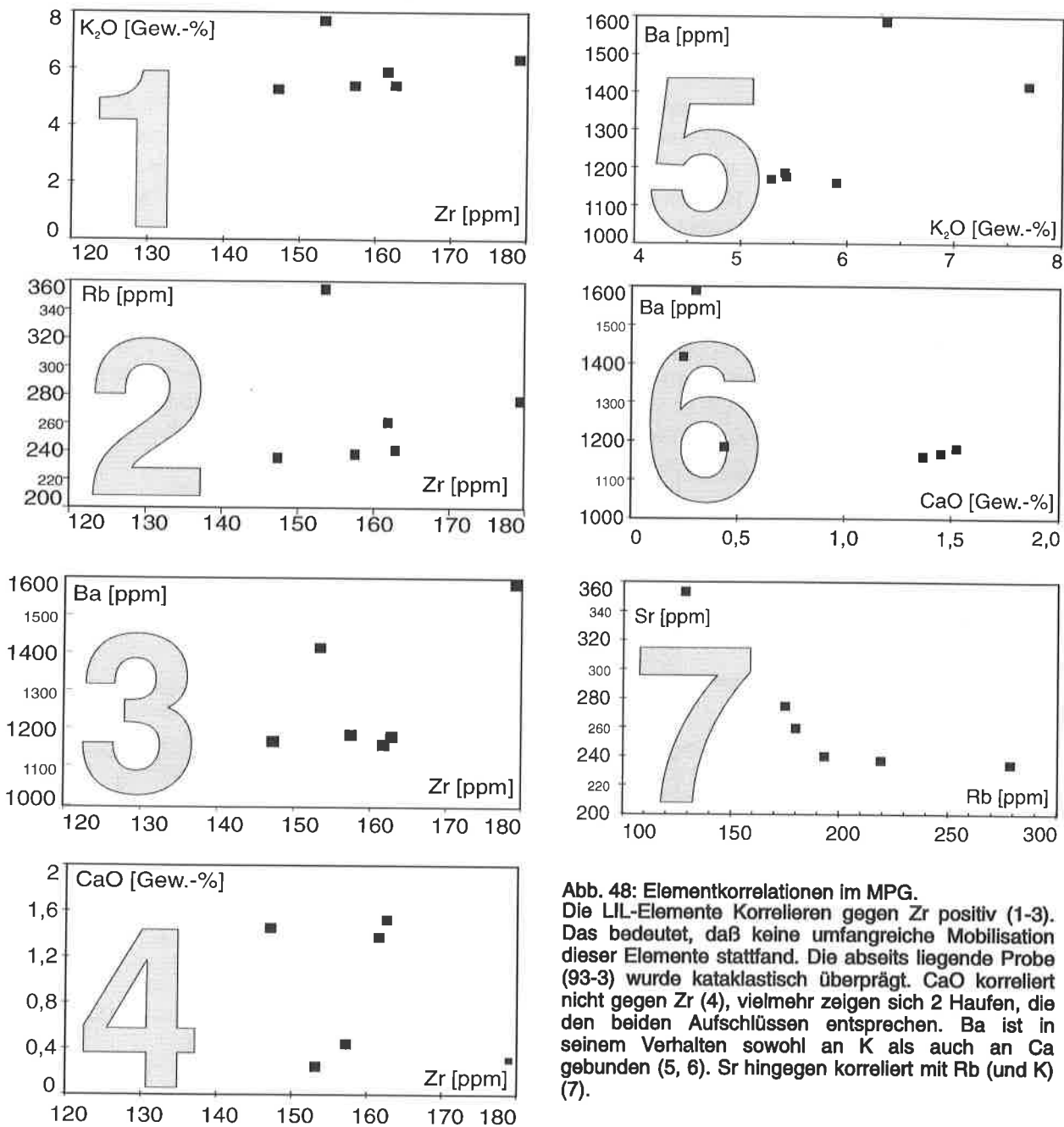


Abb. 48: Elementkorrelationen im MPG. Die LIL-Elemente korrelieren gegen Zr positiv (1-3). Das bedeutet, daß keine umfangreiche Mobilisation dieser Elemente stattfand. Die abseits liegende Probe (93-3) wurde kataklastisch überprägt. CaO korreliert nicht gegen Zr (4), vielmehr zeigen sich 2 Haufen, die den beiden Aufschlüssen entsprechen. Ba ist in seinem Verhalten sowohl an K als auch an Ca gebunden (5, 6). Sr hingegen korreliert mit Rb (und K) (7).

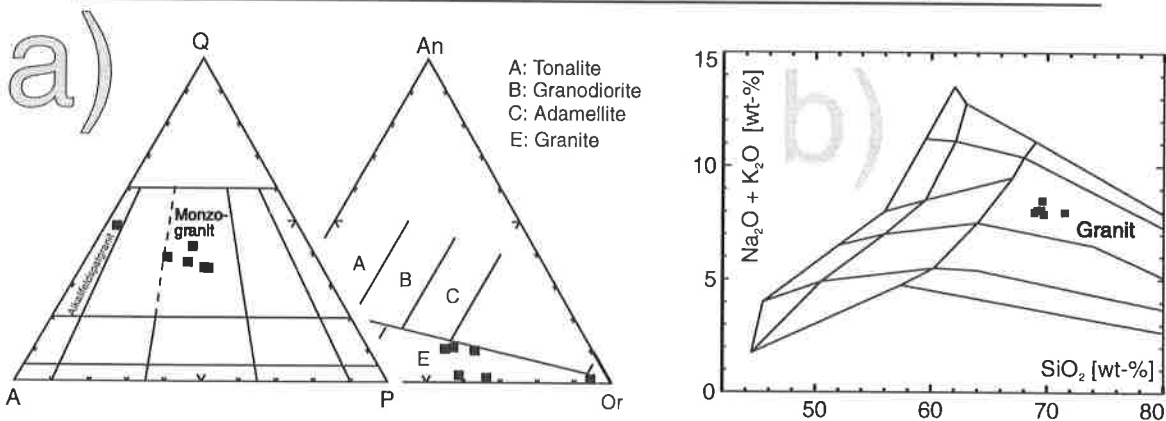


Abb. 49: a) QAP-Dreieck und Ab-An-Or-Diagramm n. STRECKEISEN & LEMAITRE (1979). Die 6 Analysen aus dem MPG liegen jeweils im Granit-Feld (Monzogranite). Allein die Probe 093-1 ist zu Ca-ärmeren Gesteinen hin verschoben. Abb. b) (TAS-Diagramm n. MIDDLEMOST 1985) bestätigt, daß alleine Ca im subalkalischen Granit abgereichert worden ist.

Die gleichen Ersatzmöglichkeiten bieten sich für Sr an, so daß erneut CaO und K₂O Einfluß nehmen können. Im Diagramm Rb vs. Sr (Abb. 48/7) zeigt sich, daß der Sr-Gehalt im wesentlichen vom K-Gehalt kontrolliert wird. Die Tatsache, daß Sr positiv gegen Zr korreliert, belegt, daß die magmatischen Gehalte erhalten geblieben sind.

Das einzige Element, das nicht gegen Zr oder die Mg# korreliert, ist CaO. Im Diagramm Zr vs. CaO bilden die Analysen zwei Haufen, die mit den beiden Aufschlüssen, aus denen die sechs Proben entstammen, zusammenfallen. Somit stellt sich die Frage, ob sich hierbei eine innerplutonische Zonierung auswirkt. Die beiden Analysengruppen korrelieren aber nicht eindeutig gegen Zr oder die Mg#. Zudem zeigt kein anderes Element ein ähnliches, auf eine solche Zonierung zurückführbare Verteilung. Deshalb, und wegen der zusätzlich vorhandenen Mobilisierung von Ba, erscheint es wahrscheinlicher, daß die Variation der CaO-Gehalte aus einer postmagmatischen Metasomatose resultiert, wie sie auch von VON RAUMER et al. (1990) gefordert wird. Allerdings hatte dieses, von den vorgenannten Autoren in das Perm gestellte Ereignis einen wesentlich geringeren Einfluß auf den Granit, als von ihnen für das Gebiet um den Lac d'Emosson nachgewiesen.

Die Ca-Abfuhr verdeutlicht auch das anhand der chemischen Analysen errechnete QAP-Diagramm in Abb. 49. Im Vergleich zum QAP-Diagramm, das aus den petrographischen Modalbeständen erstellt wurde, zeigt sich ebenfalls, daß die magmatische Zusammensetzung der Proben nicht spürbar verändert wurde. Allein die Verschiebung der Analyse 92/093-3 aus dem 3b-Feld (Monzogranite) in das Feld der Alkaligranite hinein, weist auf die Ca-(Ba)-Metasomatose hin.

Anzumerken bleibt, daß die entgegengesetzt gerichteten Anreicherungen und Abfuhr von Si und Al bzw. Na und K den diadochen Ersatz von Al im Gitter der Plagioklase bei sich veränderndem An-Gehalt, bzw. den Austausch von Na und K in Kalifeldspatkristallen anzeigen.

5.4.2 Herkunft des Granites: Mögliche Protolithen und paläotektonische Position

Im QAP-Dreieck nach STRECKEISEN & LE MAITRE (1979) liegen alle Proben, die keine bedeutende Ca-Metasomatose erfuhr, im Feld der **Monzogranite** (3b). Diese Zuordnung wird im An-Ab-Or-Dreieck (STRECKEISEN 1976) und im Diagramm von MIDDLEMOST (1985, zit. in JENNER 1992) bestätigt (Abb. 49). Im TAS-Diagramm befinden sich die Analysen ausschließlich im subalkalischen Feld. Da die K₂O-Gehalte über 5 % liegen, gehört der Granit von Montées-Pélissier der **K-reichen, subalkalischen** Reihe an.

Gegen C-Chondriten normierte Verteilungsmuster der SEE zeigen eine sehr schwach negative Eu-Anomalie (Eu/Eu* -6, Eu/Sm 0,21). Mit einer SEE-Summe von 150 bis 170 ppm gehört der Granit von Montées-Pélissier zu den SEE-armen Monzograniten. Das Fehlen einer deutlichen Eu-Anomalie schließt die Bildung als sekundäre Schmelze aus. Als Ausgangsmaterial kommen Metasedimentgesteine oder ältere Granitoide in Frage (CULLERS & GRAF 1984b).

Mögliche Protolithen

Eine Unterscheidung zwischen S-Typ- und I-Typ-Granit nach CHAPPEL & WHITE (1974) ist einwandfrei möglich: Na₂O-Gehalte unter 3,2 % (2,1 - 2,5 %) bei K₂O-Gehalten über 5 % (5,3 - 7,7 %), A/CNK-Verhältnisse über 1,1 (1,2 - 1,3, mit zunehmender Ca-Metasomatose bis 1,7), SiO₂-Gehalt um 70 % und hohe normative c-Werte (3,4 - 6,4 %) belegen eine deutliche Affinität gegenüber peraluminösen (vgl. auch Shand's Index, Abb. 50a) **S-Typ-Graniten**.

Ebenfalls typisch für krustale Granite sind die Verhältnisse von Na/K < 1,2 (0,5 - 0,8), K₂O/Na₂O > 1,1 (1,9 - 3,0) und K₂O/(K₂O + Na₂O) um oder über 0,6 (0,66 - 0,75). Den gleichen, rein kristalen Ursprung des Gra-

nites zeigen die relativ niedrige Acidität¹ < 40 (8,4 - 10,1) und Alkalinität² < 4 (2,62 - 3,16) bei einer Basizität³ über 2 (3,82 - 4,01) an. Der hohe Oxidationsindex⁴ von 0,36 bis 0,54 weist auf die Bildung des Granites in tieferen Krustenbereichen hin, da offensichtlich wenig H₂O beim Schmelzprozeß zur Verfügung stand (WENRONG & HONGNIAN 1983, zit. in BRÄNDLEIN 1991).

Im R1-R2-Diagramm nach LA ROCHE et al. (1980), versehen mit der genetischen Einteilung nach BATCHELOR & BOWDEN (1985), zeigt sich, daß für den vermutlich anatektischen MPG metamorphisierte, ehemals detritische Ausgangsgesteine in Frage kommen. Die Analysen liegen im Feld der synkollisionalen Zweiglimmergranite (Abb. 50b).

Paläotektonische Position

Weitere Differentiationsdiagramme unterstützten die Zuordnung im R1-R2-Diagramm.

Das Elementverteilungsmuster im ORG-normalisierten Diagramm (Abb. 51a; Normierungswerte n. HARRIS et al. 1986 vgl. Abb. 28 in Kap. 3.2) ist typisch für synkollisionale Granite. Aber auch Granite vulkanischer Bögen besitzen ähnlich geformte Muster.

Y-Gehalte unter 30 ppm (12-14 ppm) und Nb-Gehalte unter 20 ppm (5-11 ppm) schließen die Zuordnung zu ozeanischen Plagigraniten und Intraplattengraniten (WPG) aus. Dementsprechend plotten die Analysen im Y-Nb-Diagramm im Feld von Graniten vulkanischer Bögen (VAG) und synkollisionaler Granite (syn-COLG). Eine Trennung zwischen diesen beiden plattentektonischen Positionen ermöglicht Rb, dessen Gehalte (234 - 353 ppm) zu hoch für VAG sind. Im Y+Nb/Rb-Graphen befinden sich die Proben folglich im Feld der syn-COLG (PEARCE et al. 1984) (Abb. 51b).

Allein der SiO₂-Gehalt (68,9 - 71,74 %) erscheint relativ niedrig für synkollisionale Granite der Gruppe-2 (HARRIS et al. 1986). Die Rb/Zr-Verhältnisse liegen an der unteren Grenze dieser Gruppe. Zudem sind die TiO₂-Gehalte mit 0,41 bis 0,47 % sehr hoch. Allerdings plotten auch im Dreieck Rb/100 - Nb/16 - Y/44 (THIÉBLEMONT & CABANIS 1990) alle Analysen im Feld der synkollisionalen Granite (Abb. 51c).

5.5 Zusammenfassung und Diskussion

Zusammenfassend ist festzustellen, daß sich die Interpretation der geochemischen Analysen mit den Ergebnissen der petrographischen und der tektonischen Untersuchungen deckt. Das bedeutet, daß es sich im Fall des Granites von Montées-Pélissier zweifelsfrei um einen **synkollisional intrudierten, K-reichen, subalkalischen Monzogranit** handelt, der durch die Aufschmelzung vermutlich tiefkrustaler Gesteine (Metasedimente) gebildet wurde. Seine Position in der Achsenflächenebene des Arve-Synklinoriums belegt die Koppelung seiner Genese an die mittelkarbonische Deformation D₂. Vermutlich drang er **synkinematisch** in einer dextralen Scherzone auf. Für den Pormenazgranit bleibt die genaue strukturelle Position unbekannt, da die Region während der alpinen Orogenese erneut einer Deformation unterlag.

Von LAURENT (1967) publizierte absolute Altersdatierungen ergaben für den Pormenazgranit Alter von 290 und 347 Ma und für den Granit von Montées-Pélissier 250 Ma (Abweichungen nicht angegeben). Die Daten wurden mit der Total-Pb-Methode an Zirkonen ermittelt. Die erhebliche Variation der Ergebnisse resultieren wahrscheinlich aus der Öffnung des Pb-Isotopensystemes während der alpinen Orogenese.

¹ Acidität: $\text{Si} + \text{Na} + \text{K} / \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$

² Alkalinität: $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

³ Basizität: $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \frac{1}{2} (\text{MgO} + \text{CaO})$

⁴ Oxidationsindex: $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_{\text{tot}}$

Mögliche Protolithen

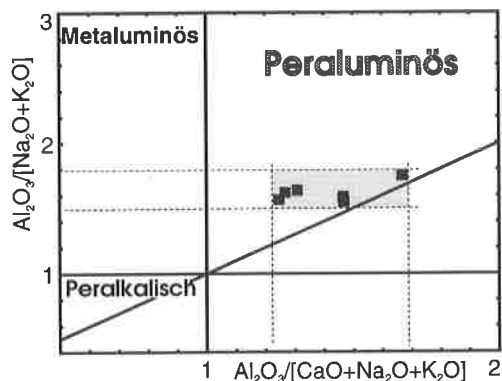


Abb. 50a: Shand's Index n. MANIAR & PICCOLI (1989). Die Proben liegen eindeutig im Feld der peraluminösen Granite. Der sehr hohe A/CNK-Wert von 1,7 repräsentiert die metasomatisch veränderte Probe 92/093-3.

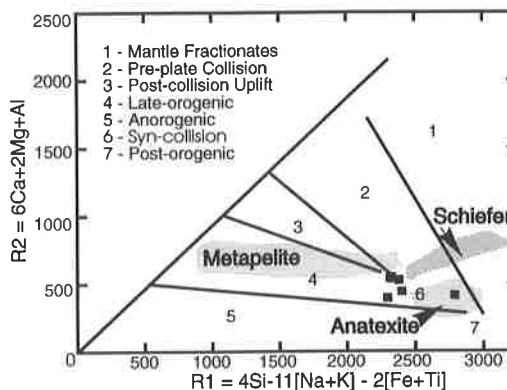


Abb. 50b: R1-R2-Diagramm n. LA ROCHE et al. (1980), versehen mit der genetischen Einteilung von BATCHELOR & BOWDEN (1985). Da CaO metasomatisch abgereichert wurde, müßten die Proben etwas höher liegen, also genau im Bereich der ehemaligen Metapelite. Die Lage im Feld 6 (synkollisionale Granite) deutet auch auf einen anatektischen Ursprung hin.

Paläotektonische Position

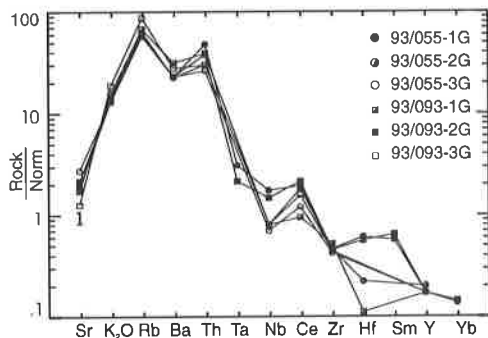


Abb. 51a: Normierungsdigramm gegen den hypothetischen mittelozeanischen Granit von HARRIS et al. (1986). Die fast identischen Elementverteilungsmuster sind typisch für syn-kollisionale Granite, aber auch für Granite vulkanischer Bögen. (Normierungswerte: Sr=100; K₂O 0,4%; Ba 50; Th 0,8; Ta 0,7; Nb 10; Ce 35; Zr 340; Hf 9; Sm 9; Y 70; Yb 8; alle in ppm bis auf K₂O.)

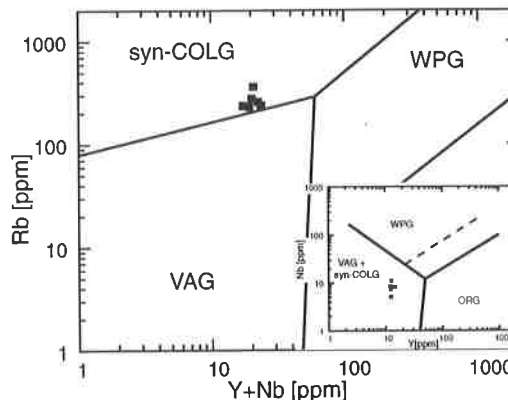
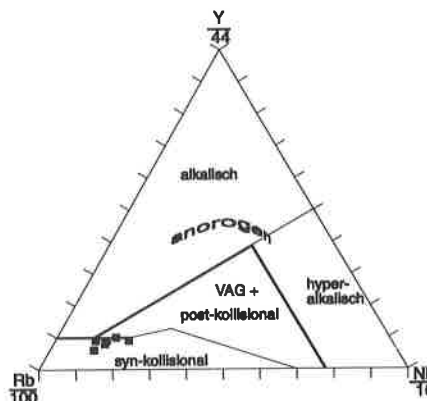


Abb. 51b: Y - Nb und (Y+Nb) - Rb-Diagramme n. PEARCE et al. (1984). Die Diagramme belegen den syn-kollisionalen Charakter desMPG.

Abb. 51c: Rb/100 - Nb/16 - Y/44 - Diagramm n. THIÉBLEMONT & CABANIS (1990). Auch in diesem Dreieck befinden sich die Proben im Feld der synkollisionalen Granite.



An je einer Biotit- bzw. Orthoklaspopulation des Pormenazgranites führte er zusätzlich Altersdatierungen mit der K/Ar-Methode durch. Beide Minerale ergaben permische Alter von 247 ± 5 Ma (Orthoklas) bzw. 215 ± 5 Ma (Biotit). Laurent selbst beschreibt diese Angaben als 15-35 % zu jung. Die Differenz führt er auf die Diffusion von Argon zurück.

Alle Kristallisationsalter unter etwa 305 Ma können für den Pormenazgranit nicht richtig sein, da er von transgressiv auflagernden (DOBMEIER & VON RAUMER 1995, 1996) oberkarbonischen Gesteinen bedeckt ist, deren Pflanzenvergesellschaftung dem Westphal D zugeordnet werden konnte (BERTRAND 1926, LAURENT 1967, LOX 1983); die Gesteine zeigen keine thermische Beeinflussung (Kontaktmetamorphose) im Grenzbereich zum Granit. Dabeide Granite während der oberkarbonischen Deformation D_2 foliiert wurden, kann das permische Intrusionsalter des Granites von Montées-Pélissier ebenfalls nicht zutreffen, wie dies von BUJAN (1989) erneut gefordert worden ist.

Das höhere Alter von 347 Ma kann aufgrund der synkinematischen Intrusion im Verlauf von D_2 ebenfalls nicht zutreffen, da in das Arve-Synklinorium im Visé abgelagerte Metapelite (BÉLLIÈRE & STREEL 1980) miteingefaltet wurden. Das Alter der Metamorphose beträgt somit maximal ca. 340 Ma.

5.6 Vergleich der beiden Granite mit Graniten der Umgebung

Vallorcine-Granit (VG): Der von BRÄNDLEIN (1991) bearbeitete Granit im nordöstlichen Aiguilles-Rouges-Massiv ist ebenfalls an eine dextrale Scherzone gebunden, deren Alter von THÖNI (publiziert in JOYE 1989) mit 300 ± 20 Ma angegeben wurde (Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter, "thin-slab"-Methode). U/Pb-Analysen an Zirkonen und Monaziten ergaben ein konkordantes Aufdringalter von $307 \pm 1,5$ Ma (BUSSY mndl. Mitt.). Eine syn- D_3 wirksame, NE - SW streichende, dextrale Scherzone beeinflusste den Granit nur randlich, so daß im wesentlichen keine Foliation angelegt wurde (JOYE 1989). Dies bedeutet, daß die Granite im Südwesten des Massives älter sind. Weitere Unterschiede ergeben sich im Chemismus des Vallorcine-Granites. Der porphyrische, synkollisionale Alkalifeldspatgranit gehört der kalk-alkalischen Reihe an. Das Magma wurde im tiefkrustalen Bereich bei $800-900^\circ\text{C}$ unter fast H_2O -freien Bedingungen aus Krustenmaterial erschmolzen (BRÄNDLEIN et al. 1994). Interessanterweise konnte nachgewiesen werden, daß die Leukogranite vor der porphyrischen Fazies intrudierten, der die Hauptmasse des Plutons ausmacht. Eventuell könnte dies auch für den Pormenazgranit zutreffen.

Mont-Blanc-Granit (MBG): Der leukokrate, porphyrische, grobkörnige Zentralgranit befindet sich im QAP-Dreieck im Feld der Syeno- und Monzogranite (VON RAUMER 1967). Das meta- bis schwach peraluminöse Gestein mit subalkalischem Trend gehört zu den I-Typ-Graniten. Seine erst im postkollisionalem Stadium erfolgte Platznahme ist vermutlich ebenfalls an eine Blattverschiebungszone gebunden (MARRO 1988, BONIN et al. 1993). Die Platznahme wurde mit 304 ± 3 Ma (U-Pb an Zirkon, konkordant) datiert (BUSSY & VON RAUMER 1993). Dementsprechend können die beiden beschriebenen Granite nicht zeitgleich mit dem Mont-Blanc-Granit intrudiert sein, wie LAURENT (1967) dies forderte, da dieser jünger ist.

Lauziere-Granite (LG): Der ebenfalls K-reiche, subalkalische Pluton besteht aus einer monzosyenitischen Fazies, die N - S streicht, und einer monzogranitischen Fazies, die NNE - SSW streicht. Beide Granite sind an Scherzonen im nordöstlich Belledonne-Massiv gebunden. Die S-Typ-Granite weisen eine Foliation auf, die parallel zu der Foliation in den umgebenden Gesteinen verläuft. Ein Teil des Plutons drang vermutlich synkinematisch auf (AUMAITRE et al. 1985, BONIN et al. 1993). Das K/Ar-Alter von 322 ± 43 Ma (ermittelt von DEMEULEMESTER 1982, zit. in AUMAITRE et al. 1985) ist mit einem zu großen Fehler behaftet, so daß keine Zuordnung zu einem der orogenen Akte vorgenommen werden kann. Leider ist die zur Verfügung stehende Datenbasis so knapp, daß sie keinen umfassenden Vergleich ermöglicht. Der gegenwärtige Wissensstand deutet darauf hin, daß dieser Pluton am ehesten eine ähnliche Geschichte wie die beiden untersuchten Granite hinter sich haben könnte.

6 KRISTALLCHEMIE UND THERMOBAROMETRIE

An 15 Dünnschliffen wurden kristallchemische Untersuchungen vorgenommen, deren Ergebnisse für thermo-barometrische Berechnungen Verwendung fanden. In den Metapeliten waren Granat, Plagioklas, Biotit und Hellglimmer von Interesse. Amphibole bildeten den Schwerpunkt in den Grüngesteinsproben; zusätzlich wurden Chlorit, Plagioklas, Biotit, Ti-Mineralen und Epidot analysiert. **Alle Kristalle wurden aufgrund ihrer strukturellen Position für die Analyse ausgewählt.** Die Probenahmepunkte sind im Anhang (Tab. 4) angegeben.

6.1 Thermobarometrische Untersuchungen in Metapeliten der Gneiskomplexe

6.1.1 Methodik

Chemisch zonierte Granate in Metamorphiten können als Ergebnisse kontinuierlicher Reaktionen zwischen Granat und koexistierenden Mineralen verstanden werden. Von Bedeutung sind hier vor allem Biotit und Plagioklas, da der Austausch von Fe und Mg zwischen Granat und Biotit und der net-transfer von Ca zwischen Plagioklas und Granat in Abhängigkeit von Temperatur bzw. Druck erfolgt (THOMPSON 1976, TRZCIENSKI 1977, TRACY 1982).

Da jede chemische Zone der Granate ein finites räumliches und zeitliches (Δt) Gleichgewicht mit den anderen Mineralen der Paragenese repräsentiert (SPEAR 1993), können, wenn sich koexistierende Minerale mit bekannter Zusammensetzung als Einschlüsse im Granat oder in definierten mikrostrukturellen Positionen¹ befinden, Druck- und Temperaturveränderungen für aufeinanderfolgende Granatzonen mit konventioneller Geothermobarometrie berechnet werden (PERCHUK et al. 1985, TRIBOULET & AUDREN 1985, ST-ONGE 1987). Dazu müssen allerdings zwei Annahmen getroffen werden:

- 1) Der Austausch von Fe und Mg zwischen Granat und Biotit erfolgt zeitgleich mit dem Ca-net-transfer zwischen Plagioklas und Granat und
- 2) das heterogene Gleichgewicht wurde innerhalb eines definierten Gesteinsvolumens erhalten und konserviert.

Entscheidend für die Ermittlung der P-T-Bedingungen für ein Inkrement der Granatzonierung ist es also, allein Minerale zu verwenden, die als zeitgleich und im Gleichgewicht gewachsen betrachtet werden können. Die Verwendung von Mineralpaaren mit einem Korn-Korn-Kontakt ist demnach nicht zwingend. Tatsächlich werden durch die Nichtverwendung solcher Paare spätere Diffusionsprozesse von Kationen ausgeschlossen (TRIBOULET & AUDREN 1985).

Aus der Summe aller Inkremente ergibt sich ein P-T-Pfad, dessen Verlauf durch die Zonierung der Granate vorgegeben ist, und der die Veränderung von Druck und Temperatur für den Zeitraum des Granatwachstums wiedergibt. Dieser Pfad kann aufgrund der strukturellen Position des analysierten Granates in das gesamte Deformations- und Metamorphoseereignis eingeordnet werden (*P-T-d-t*-Pfad nach SPEAR et al. 1984, TRIBOULET & AUDREN 1985).

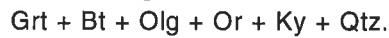
Zur Berechnung der Temperaturen dienten die Fe - Mg-Austausch-Geothermometer für das Paar Granat - Biotit von THOMPSON (1976), HOLDAWAY & LEE (1977), HODGES & SPEAR (1982), GANGULY & SAXENA (1984) und PERCHUK & ARANOVITCH (1984). Die Drucke wurden mit den Ca net-transfer Granat - Plagioklas - Aluminosilikat - Quarz-Geobarometern von NEWTON & HASELTON (1981), GANGULY & SAXENA (1984) und PERCHUK et al. (1985) berechnet. In aluminosilikatfreien Paragenesen kam zur Druckbestimmung das Geobarometer von GHENT & STOUT (1981) für die Paragenese Granat + Plagioklas + Biotit + Muskovit zur Anwendung.

Die berechneten Temperaturen bzw. Drucke wurden derart graphisch umgesetzt, daß die minimalen und maximalen Werte für einen Punkt im Granat ein Feld umschließen, in dem alle restlichen Werte liegen (Abb. 56). Die relative P-T-Entwicklung ergibt sich auch aus der Granatzonierung im Diagramm von MARTIGNOLE & NANTEL (1982) (Abb. 55).

¹ Es sei hier ausdrücklich darauf hingewiesen, daß dies nur für den Schliffbereich gilt (vgl. SCHULZ 1995).

6.1.2 Mikrostrukturen, Mineralparagenesen und Mineralchemie

Die **Probe 92/044-3** wurde aus einem der wenigen granatführenden Glimmerschieferhorizonten entnommen, die in die Plagioklasgneise des Westlichen Gneiskomplexes eingeschaltet sind (Abb. 53a, b). Die $s_2/s_{2,1}$ -Hauptfoliation crenuliert s_1 . Biotit zeichnet beide Flächenscharen nach, wobei Biotit I in s_2 umbiegen und darin als Biotit II weiterwachsen kann (alle Biotite sind nach der Klassifikation von TRÖGER (1967) Lepidomelane; Abb. 52). In den s_1 -Mikrolithons befindet sich die Paragenese



Die syn- s_2 -Paragenese umfaßt



In s_2 überschneidenden crn/ s_3 -Flächen sproßte nur noch Fe-Chlorit.

In Granat I eingeschlossener Biotit $s_{1,i}$ weist die höchsten XMg-Werte (0,56) und die niedrigsten Ti-Gehalte¹ (0,199) auf. Externer Biotit I zeigt eine Kern - Rand-Zonierung mit zunehmenden XMg (0,47 auf 0,52) und Al^{VI}-Gehalt (0,765 auf 0,959) bei zumeist abnehmenden Gehalten an Mn (0,28 auf 0,11) und Ti (0,247 nach 0,206). Biotit II zeigt hingegen kaum Schwankungen in der Zusammensetzung (Ti um 0,290, Mn bei 0,032, Al^{VI} um 0,890); allein der XMg schwankt signifikant zwischen 0,53 im Kern und 0,38 am Rand einiger Kristalle. Plagioklas I zeigt zunächst einen raschen Anstieg von An₁₀ auf maximal An₂₆, um dann in einer breiteren Zone auf An₁₃ (eine Analyse sogar auf An₈) abzufallen und nochmals leicht im Ca-Gehalt anzusteigen. Die s_1 -Feldspäte weisen oft eine hohe K-Komponente auf. In Plagioklas II erhöht sich der Ca-Gehalt rasch auf maximal An₂₆. Die An-Komponente verringert sich in einer breiten Zone nur unerheblich (An₂₃) und fällt dann zum Rand hin rapide auf An₁ ab. Rundlicher Granat I zeigt eine ausgeprägte Kern - Rand-Zonierung. Besonders fällt dabei der Anstieg von XCa von etwa 4 auf maximal 10 % auf. In einer schmalen Randzone kann dieser Gehalt dann deutlich absinken. XMg und XFe steigen zunächst schwach an, fallen dann zum Rand hin aber deutlich ab. XMn nimmt vom Kern aus schwach ab (von 6,5 % auf min. 5 %), steigt im Randbereich aber rasch und erheblich an (max. 15 %). Demgegenüber zeigt Granat II eine andere Zonierung. Der deutlichste Unterschied ergibt sich aus dem Verhalten von Ca (Grs), das im gesamten Kristall nur unerheblich variiert. XMg (Prp) steigt schwach an (17 auf 18,5 %), fällt am Rand aber deutlich ab (unter 10 %). XFe (Alm) zeigt die gleiche Entwicklung im Randbereich, verändert sich im Innern aber nicht signifikant. XMn (Sps) variiert im Kern ebenfalls nicht auffällig, steigt am Rand aber erheblich an (von 5,5 auf 17 %) (Abb. 54). Die beiden Granate sind sich in ihrer Kernzusammensetzung sehr ähnlich, aber in ihrer mikrostrukturellen Position klar voneinander getrennt.

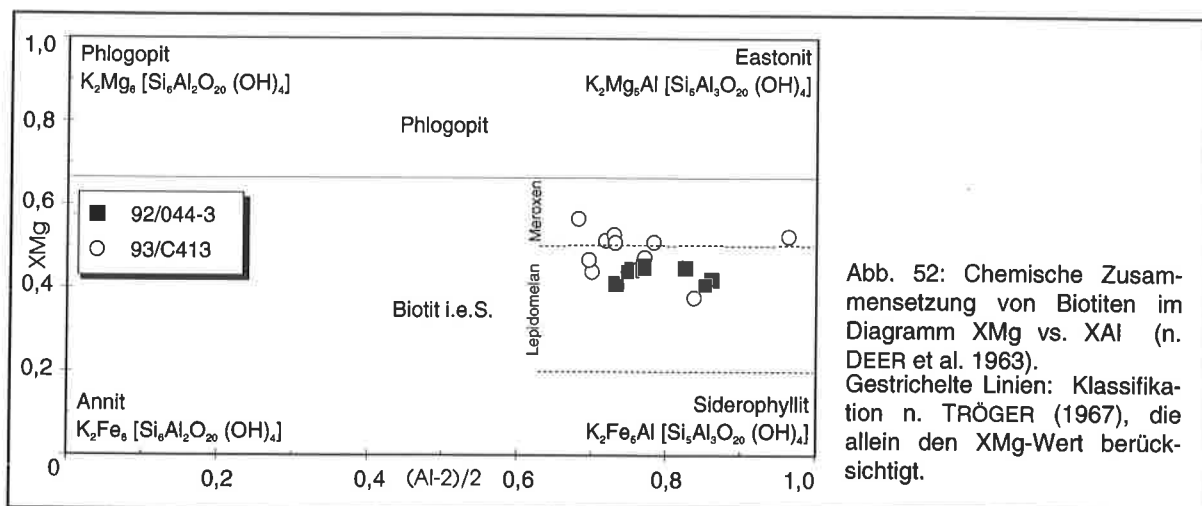


Abb. 52: Chemische Zusammensetzung von Biotiten im Diagramm XMg vs. XAl (n. DEER et al. 1963). Gestrichelte Linien: Klassifikation n. TRÖGER (1967), die allein den XMg-Wert berücksichtigt.

¹ Alle Elementgehalte werden im Folgenden als Kationen pro Formeleinheit angegeben.

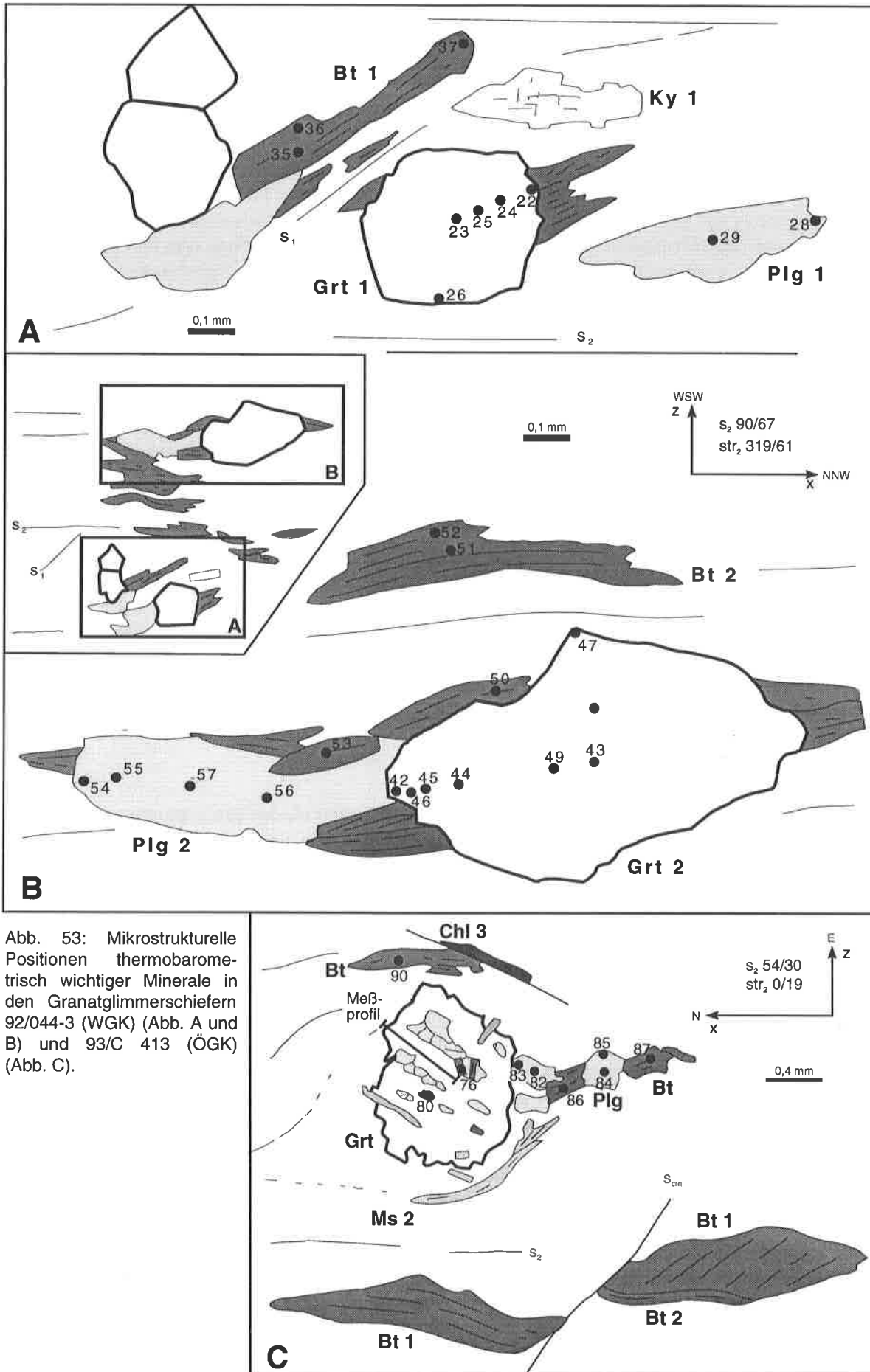
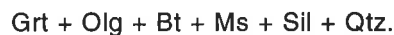


Abb. 53: Mikrostrukturelle Positionen thermobarometrisch wichtiger Minerale in den Granatglimmerschiefern 92/044-3 (WGK) (Abb. A und B) und 93/C 413 (ÖGK) (Abb. C).

Die **Probe 93/C4-13** stammt von einem Granat-Glimmerschiefer aus dem Östlichen Gneiskomplex (Abb. 53c). Die penetrative und planare Foliation s_2 wird durch Muskovit II und braunen Biotit II nachgezeichnet, der häufig im Kern in fibrolithischen Sillimanit und stellenweise randlich in Chlorit umgewandelt ist. s_2 umschließt linsige Mikrolithons, die Plagioklas, Granat, Biotit I, Muskovit I und Quarz beinhalten. Bis 1,5 mm durchmessende Granate umschließen s_1 -Interngefüge aus Quarz, Plagioklas I, Biotit I und Muskovit I, die diskordant zu s_2 liegen. Die gebogene Form der Interngefüge weist auf die synkristalline Rotation der Granatporphyroblasten hin (ZWART 1962, SCHONEVELD 1977). Biotit II wird von maximal 0,2 mm langen braunem Biotit III und Chlorit überwachsen. In s_2 überschneidenden crn (s_3)-Flächen befindet sich nur Fe-reicher Chlorit. In der Hauptfoliation von Biotit II ummantelte Biotit I-Klasten bis 2 mm Länge weisen immer Sagenitgitter und Titaniteinschlüsse (Durchmesser max. 0,05 mm) auf. Mit $XMg < 0,66$ handelt es sich immer um Biotit i.e.S. (DEER et al. 1962). Nach der Klassifikation von TRÖGER (1967) sind sie als Lepidomelan und Meroxen zu bezeichnen (Abb. 52).

Im Kern von Granaten befindlicher Biotit i weist Werte für XMg von 0,45, Al^{VI} von 1,00 und niedrige Ti-Gehalte (0,16) auf. Am Rand eingeschlossene Biotite haben etwas höhere Al^{VI} (1,03), aber niedrigere Ti-Gehalte (0,066) und niedrigere XMg -Werte (0,41). Der gleiche Trend tritt außerhalb der Granate auf. Biotit I mit XMg von 0,45 bzw. 0,44, Al^{VI} von 0,668 bis 0,963 und Ti von 0,305 bis 0,193 steht Biotit 2 mit XMg von 0,42 bzw. 0,41, Al^{VI} von etwa 1,05 und Ti von 0,13 gegenüber. Teilweise chloritistierter Biotit II kann aber an Ti angereichert sein (bis 0,31). Muskovite zeigen vom Kern zum Rand stets einen Anstieg des Na-Gehaltes von 0,2 auf maximal 0,34 bei etwa gleichbleibenden Si^{4+} -Gehalten an. Die Si^{4+} -Gehalte der im Granat eingeschlossenen Muskovite sind leicht niedriger (6,097 bis 6,168) als die der externen Muskovite (6,179 bis 6,183). Im Kern von Granat analysierter Plagioklas erreicht An_{19} . In Druckschatten von Granat kristallisierte Plagioklas II nehmen zunächst im Ca-Gehalt ab (von An_{17} auf An_{12}), und dann nochmals schwach zu (An_{14}). Die Granate sind nur schwach zoniert: XCa nimmt vom Kern zum Kristallinneren ab (5 auf 3,3 %) und zum Rand hin leicht zu (4,7%). XFe und XMg nehmen vom Kern zum Rand hin zu (Pyp von 10 auf 11,8 %, Alm von 74,5 auf 75,9 %) und fallen am Rand deutlich ab (Grs 7,4 %, Alm 71,2 %). Die Spessartinkomponente zeigt einen umgekehrten Trend an: vom Kern zum Kristallinneren undeutlich abnehmend (10,8 auf 8,6 %), steigt der XMn -Gehalt zum Rand hin extrem an (8,6 auf 16,7 %). Die beobachtete $s_{1,2}$ -Paragenese besteht aus



Anhand der vergleichbaren Kristallzonierungen innerhalb und außerhalb der Granatporphyroblasten kann $s_{1,i}$ als frühes Stadium von s_2 angesehen werden. Beide zusammen repräsentieren eine kontinuierliche Gefügeentwicklung. Chlorit sproßte erst während der nachfolgenden Überprägung von s_2 durch die crn-Schieferung s_3 .

6.1.3 Interpretation der Mineralzonierungen

92/044-3: Die Zunahme von XCa in Granat (Granat I) vom Kern zum Rand bei gleichzeitiger Abnahme der An -Komponente in Plagioklas wird als Charakteristikum einer Druckzunahme angesehen (vgl. SPEAR 1993). Leicht ansteigende XFe und XMg deuten einen geringen Temperaturanstieg an. Allerdings beginnen beide vor dem Erreichen des maximalen XCa bereits wieder abzufallen. Dies impliziert, daß das Temperaturmaximum von s_1 bereits vor dem Druckmaximum erreicht war. Aus der Relation des Ansteigens von XCa einerseits und XMg/XFe andererseits ergibt sich, daß es sich um eine beinahe isothermale Kompression handelt (MARTIGNOLE & NANTEL 1982). Die Abnahme aller drei Komponenten in der Randzone bei gleichzeitig erheblicher Zunahme von XMn belegt retrograde Metamorphosebedingungen am Ende der Bildung von Granat I. (Abb. 54, 55)

Da die An -Komponente in Plagioklas bis auf An_8 abfällt, müssen verhältnismäßig hohe Drucke erreicht worden sein. Da Plagioklas mit $An < 8\%$ hohe Abweichungen von der Idealität aufweisen können (GHENT & STOUT 1981), die zu hohe Druckabschätzungen bewirken würden, wurden für thermobarometrische Berechnungen nur Analysen mit $An > 10\%$ verwendet (siehe Tab. 1).

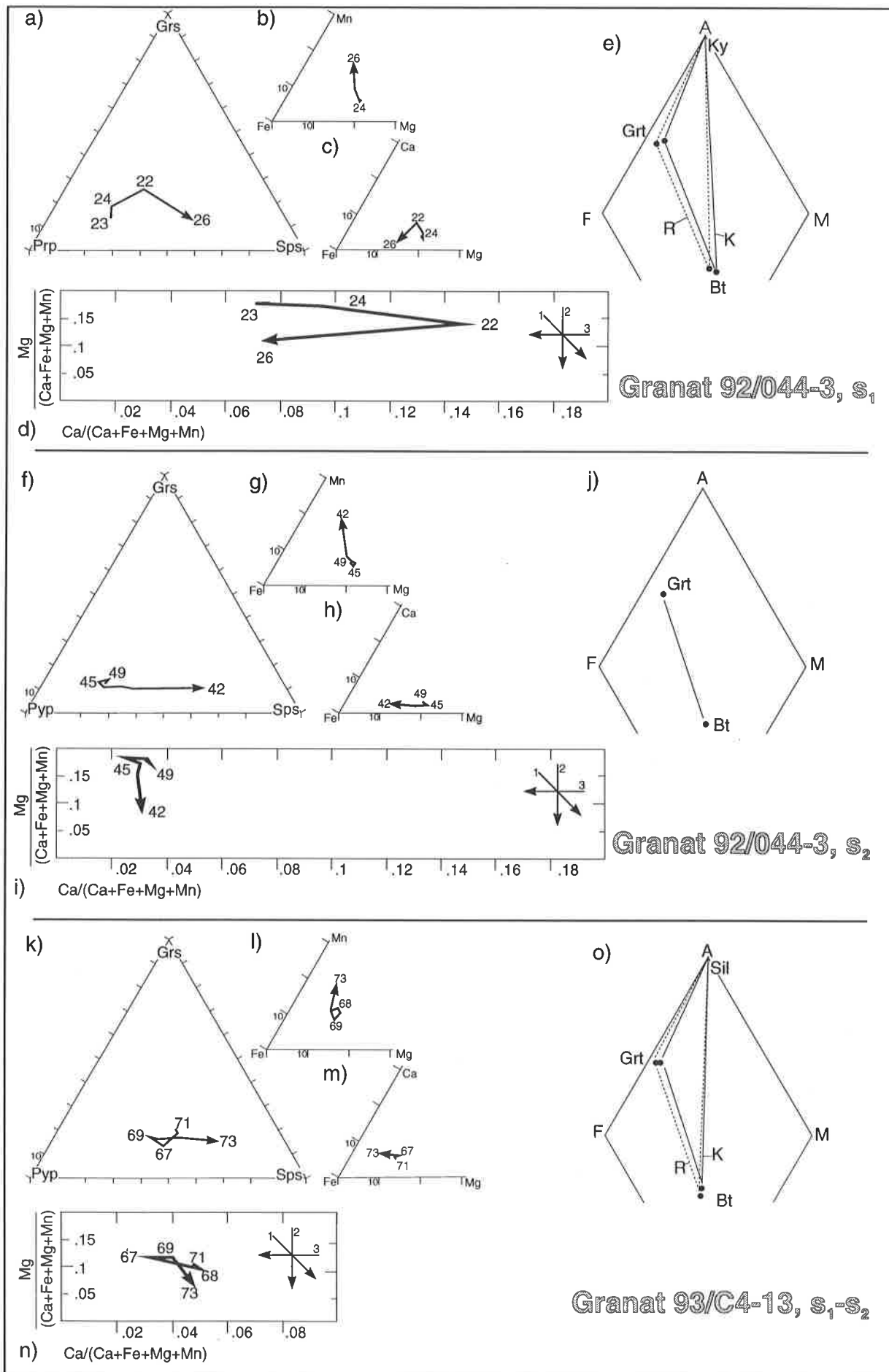
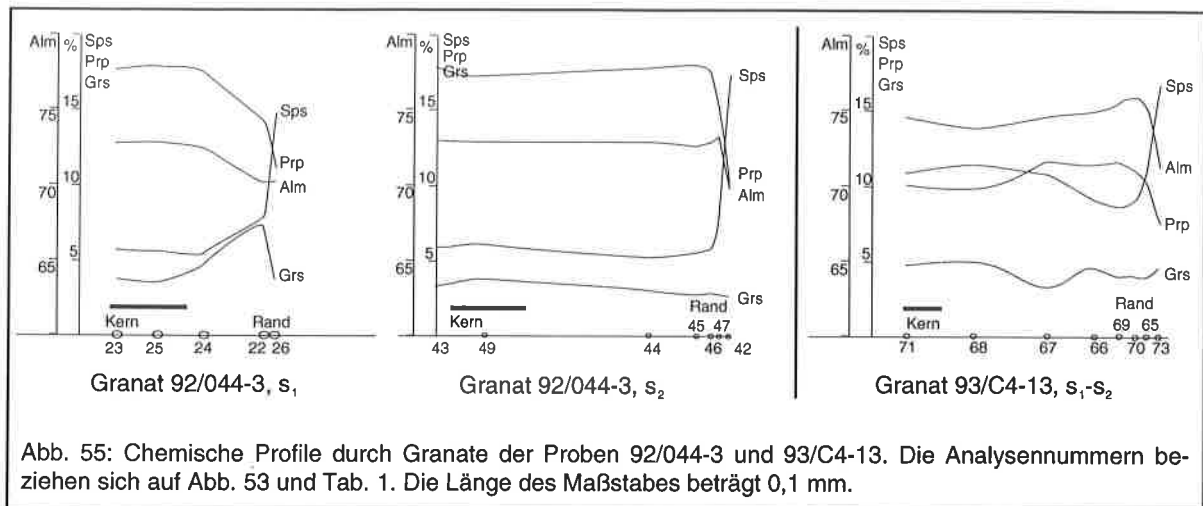


Abb. 54: Diagramme zum Chemismus der Granate und der sie begleitenden Paragenesen. Diagramm d, i, n nach MARTIGNOLE & NANTEL (1982). 1=Isobare Abkühlung, 2=Abkühlung/Druckentlastung, 3=Isothermale Dekompression.



Granat II weist fast konstante XCa aber stark streuende XMg auf. Die komplexe Entwicklung im Diagramm XCa vs. XMg (MARTIGNOLE & NANTEL 1982) weist auf eine beträchtliche Druckverringering mit subsequenter Abkühlung hin. Die hohen Ti-Gehalte der s_2 -Biotite lassen relativ hohe Temperaturen für dieses Deformationsstadium erwarten. (Abb. 54, 55)

Hohe XMg in Biotitkernen und Biotiteinschlüssen in Granat I sowie niedrige Werte in Biotit II sind kompatibel mit XMg der Granate.

93/C4-13: Da zunächst allein XCa ansteigt, läßt sich vermuten, daß die Kristallisation des Granates bei steigendem Druck und gleichbleibenden Temperaturen begann (s.o.). Anschließend erhöht sich XMg und XFe bei schwankendem XCa; dies weist auf eine Temperaturerhöhung bei konstantem oder moderat ansteigenden Drucken hin. Nachfolgend erhöht sich XCa wieder, XMn fällt aber deutlich ab, XMg und XFe bleiben in etwa konstant. Wie das XCa vs. XMg-Diagramm von MARTIGNOLE & NANTEL (1982) verdeutlicht, resultiert daraus insgesamt ein Druckanstieg bei gleichbleibenden bis gering absinkenden Temperaturen. Das letzte Inkrement zeichnet sich durch den erheblichen Anstieg von XMn bei deutlichem Absinken von XMg und XFe und damit durch eine bedeutende Temperaturabnahme aus. (Abb. 54, 55)

6.1.4 Geothermobarometrie und P-T-Entwicklung

Der Pfad des syn- s_1 gesproßten Granates in Probe **92/044-3** beginnt bei 4 kb, 580°C, steigt zunächst auf 9 kb, 720°C und dann bei bereits fallenden Temperaturen (650°C) auf ca. 11 kb an (Abb. 56a). Granat II beginnt bei ca. 650°C und 5,6 kb zu kristallisieren. Der äußerste Rand bildete sich bei etwa 4 kb, 600°C (Abb. 56b). Die Ränder von Granat I und Granat II weisen ähnliche Zusammensetzungen auf. Dies läßt darauf schließen, daß es sich um retrograde Bildungen handelt, die im Verlauf des Spätstadiums des gesamten Metamorphoseverlaufes entstanden.

Die hohen berechneten Temperaturen für die erste Deformation, die die Gesteine weit in das Feld der möglichen Teilaufschmelzung metapelitischer Gesteine unter nassen Bedingungen (THOMPSON & TRACY 1979) bringen, werden durch die petrographischen Untersuchungen gerechtfertigt (vgl. Kap. 2.1). Die erneute Bildung von Migmatiten während eines Inkrementes von D_2 wurde bisher nicht festgestellt.

Die syn- s_1 bis syn- s_2 gewachsenen poikiloblastischen Granate in der Probe **93/C4-13** ergeben zunächst eine isothermale (540°C) Kompression von 4 kb auf 4,5 kb. Anschließend wird das Temperaturmaximum von 620°C bei 6 kb erreicht, bevor der Druck erneut fast isothermal auf 8 kb ansteigt. Final sinken Druck und Temperatur auf 520°C, 5 kb ab. Im Vergleich mit der Probe 92/044-3 erreichten die Gesteine der Carlavayron wesentlich geringere Maximaltemperaturen. Tatsächlich kommen in diesem Bereich auch keine migmatischen Gesteine vor (Kap. 2.2).

Beide Proben zeigen eine gegen den Uhrzeigersinn gedrehte P - T - t - d -Pfadform; d. h., daß die höchsten Temperaturen vor dem maximalen Druck erreicht waren (Abb. 56a, c).

Tabelle 1: Mikrosondenanalysen von Granat, Biotit, Muskovit und Plagioklas. Für die thermobarometrischen Berechnungen wurden folgende Analysenpaare verwendet:

443: Grt 23 - Plg 29 - Bt 11
 Grt 24 - Plg 28 - Bt 35
 Grt 22 - Plg 28 - Bt 35
 Grt 49 - Plg 57 - Bt 37 - Ms 14
 Grt 42 - Plg 55 - Bt 50 - Ms 15

413: Grt 71 - Plg 80 - Bt 76
 Grt 68 - Plg 80 - Bt 76
 Grt 67 - Plg 84 - Bt 87
 Grt 69 - Plg 84 - Bt 87
 Grt 73 - Plg 83 - Bt 90

Granat (24 O)													
Probe	← 92/044-3 →								← 93/C4-13 →				
Analyse	23 K	24	22	26 R	43 K	49	45	42 R	71K	68	67	69	73 R
Si	5,91	5,96	5,94	5,97	5,92	5,93	5,93	5,97	5,93	5,94	5,95	5,94	5,96
Al	4,01	4,01	4,00	4,05	4,05	4,02	4,03	4,04	3,98	3,97	3,97	3,98	3,97
Fe*	4,47	4,38	4,29	4,13	4,43	4,44	4,39	4,21	4,59	4,54	4,51	4,64	4,36
Mn	0,35	0,33	0,51	0,87	0,37	0,38	0,39	1,02	0,66	0,70	0,64	0,53	1,02
Mg	1,09	1,05	0,86	0,66	1,07	1,05	1,11	0,57	0,62	0,60	0,71	0,72	0,45
Ca	0,23	0,29	0,45	0,22	0,21	0,23	0,18	0,18	0,29	0,31	0,19	0,25	0,29
Alm %	72,81	72,36	70,19	70,24	72,95	72,77	72,41	70,43	74,46	73,79	74,56	75,63	71,23
Sps %	5,75	5,46	8,37	14,82	6,06	6,28	6,35	17,04	10,77	11,37	10,54	8,57	16,72
Prp %	17,67	17,40	14,15	11,21	17,58	17,16	18,34	9,49	10,00	9,80	11,68	11,76	7,36
Grs %	3,78	4,79	7,29	3,73	3,41	3,79	2,90	3,03	4,77	5,04	3,21	4,04	4,69
XMg	0,18	0,17	0,14	0,11	0,18	0,17	0,18	0,09	0,10	0,10	0,12	0,12	0,07

Glimmer (22 O)											
Probe	← 92/044-3 →					← 93/C4-13 →			92/044-3		
Analyse	11	35	37	50	53	76	87	90	14	15	
	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Ms	Ms	
Si	5,43	5,412	5,394	5,47	5,431	5,359	5,422	5,346	6,1	6,075	
Ti	0,199	0,247	0,206	0,319	0,252	0,153	0,193	0,31	0,087	0,11	
Al	3,363	3,392	3,565	3,674	3,462	3,65	3,541	3,465	5,607	5,647	
Cr									0,009	0,005	
Fe ²⁺	2,055	2,466	2,19	2,46	2,234	2,509	2,473	2,646	0,121	0,089	
Mn	0,016	0,027	0,011	0,01	0,024	0,016	0,016	0,016	0	0,002	
Mg	2,652	2,139	2,253	1,479	2,288	2,016	1,975	1,834	0,111	0,084	
Ca			0,002	0,002	0				0	0,003	
Na	0,04	0,019	0,083	0,034	0,079	0,097	0,071	0,036	0,307	0,337	
K	1,87	1,907	1,849	1,88	1,845	1,873	1,87	1,901	1,636	1,614	
XMg	0,56	0,47	0,51	0,38	0,50	0,45	0,44	0,41	XPar	0,16	0,17

Plagioklas (8 O)									
Probe	92/044-3					93/C4-13			
Analyse	29 K	30	28 R	57	55	17	80	84	83
Si	2,748	2,775	2,641	2,730	2,750	2,812	2,806	2,887	2,824
Al	1,252	1,266	1,416	1,263	1,247	1,187	1,190	1,109	1,165
Ca	0,237	0,070	0,113	0,261	0,235	0,148	0,191	0,124	0,170
Na	0,724	0,444	0,479	0,734	0,746	0,427	0,807	0,858	0,848
K	0,030	0,320	0,288	0,016	0,022	0,374	0,006	0,009	0,007
An %	23,92	8,39	12,84	25,82	23,43	15,60	19,02	12,51	16,59

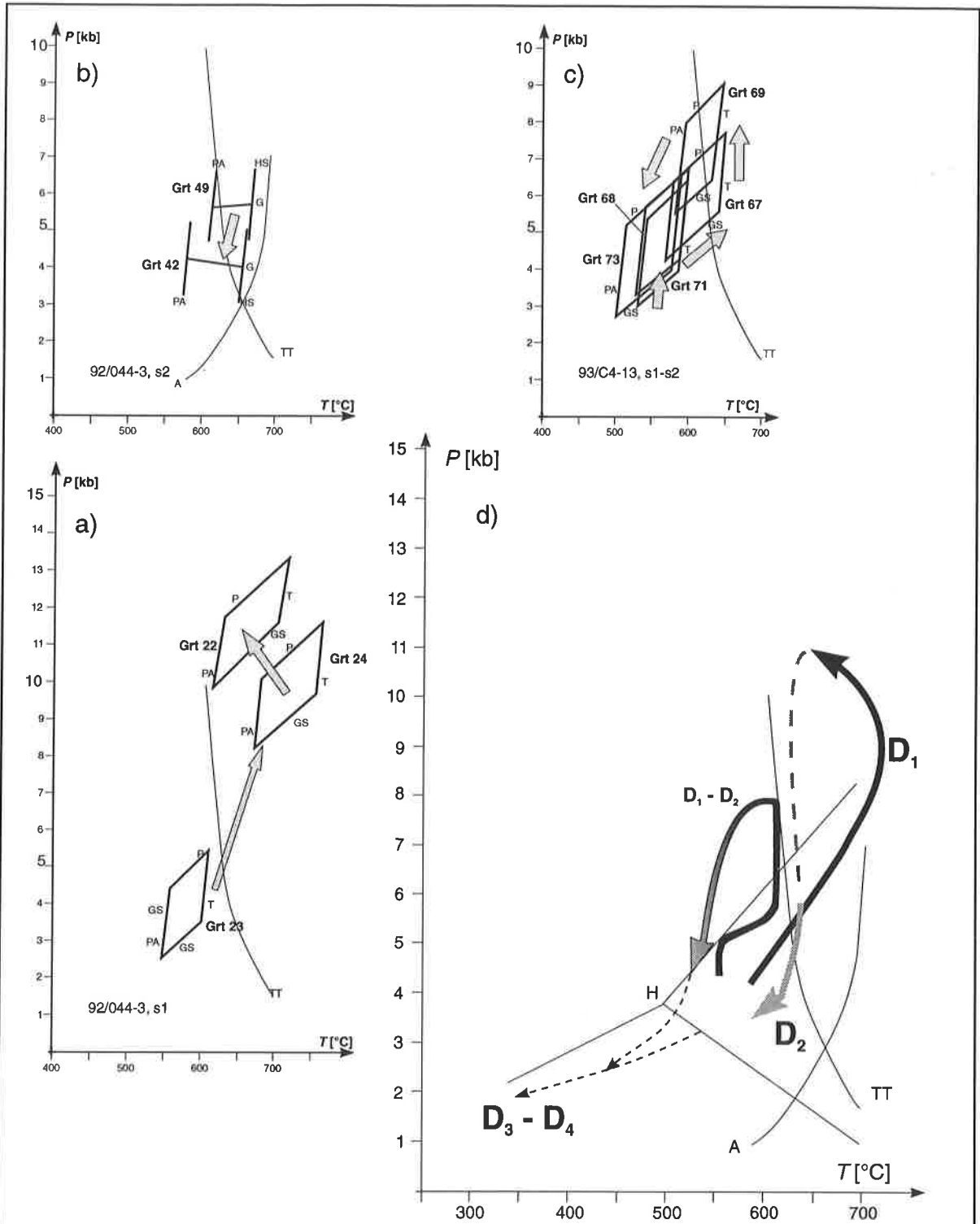


Abb. 56: a)-c) Darstellung der berechneten P-T-Felder, die von den minimalen und maximalen Werten umgrenzt werden (vgl. Text). Sämtliche verwendeten Analysen für die geothermobarometrischen Berechnungen befinden sich in Tab. 1. Abkürzungen: A Ms-Isograde (ALTHAUS et al. 1970), TT Beginn der Aufschmelzung in Metapeliten (THOMPSON & TRACY 1979); Geothermometer und -barometer: G GHENT & STOUT (1981), GS GANGULY & SAXENA (1984), HS HODGES & SPEAR (1982), P PERCHUK et al. (1985), PA PERCHUK & ARANOVICH (1984), THOMPSON (1976).
 d) P-T-d-Pfade für die variskische Orogenese im südwestlichen ARM. Die zeitliche Reihenfolge der P-T-Felder ist in jeder Probe durch die Granatzonierung und die mikrostrukturelle Position der Granate vorgegeben. Die gestrichelten Linien für D₃-D₄ sind anhand der Mineralparagenesen abgeschätzt. H Aluminosilikat-Tripelpunkt nach HOLDAWAY (1971), andere Abkürzungen s.o. Schwarze Pfeile für M-s₁, grauer Pfeil entspricht M-s₂.

P-T-t-d-Pfade, die im wesentlichen durch Krustenverdickung und subsequeute Erosion bzw. Hebung kontrolliert werden, zeigen eine Rotation im Uhrzeigersinn mit einer deutlichen Dekompression bei nur geringer Temperaturzunahme (ENGLAND & THOMPSON 1984, THOMPSON & ENGLAND 1984, SPEAR et al. 1984). Allerdings haben die Modellierungen von DAVY & GILLET (1986) gezeigt, daß dies nur für die unterste Einheit eines Deckenstapels gilt: Insgesamt hängt die Pfadform in Kollisionszonen entscheidend von der Lage der Einheit im gesamten Deckenstapel ab. So wird die oberste Einheit bei kontinuierlich abnehmenden Temperaturen gehoben, wohingegen die unterste Einheit eine Temperaturzunahme während der Hebung erfährt. Pfade von Einheiten, die sich mitten im Stapel befinden, weichen in ihrer Form je nach der Position der analysierten Probe innerhalb der betrachteten Einheit ab. Weiterhin beeinflussen die Zeitdauer zwischen dem Ende des Stapelungsprozesses und dem Einsetzen der Hebung ("Hebungsaufschub"), die Art des Stapelungsvorganges und der zeitliche Versatz zwischen den einzelnen Überschiebungsereignissen die Pfadform. Eine isothermale Dekompression setzt zudem Hebungsraten voraus, die wesentlich über den durchschnittlichen Erosionsraten liegen und weist somit auf eine aktive Hebung der Einheit hin (ENGLAND & RICHARDSON 1977).

Das im prograden Teil des Pfades von Probe 93/C4-13 erkennbare Segment mit fast isobarer Temperaturerhöhung (Abb. 56d) tritt in modellierten Pfaden auf, wenn im overstacking-Modus mehrere Einheiten übereinandergestapelt werden (DAVY & GILLET 1986). Nach dem vorausgehenden Überschiebungsereignis (isothermale Kompression, Segment 1 des Pfades) kommt es zur Angleichung der Temperatur an die neuen P-T-Bedingungen. Die ausgeprägte Form, also die isobare Temperaturanpassung, setzt voraus, daß bis zum nächsten Überschiebungsereignis (erneute quasi-isothermale Kompression, Inkrement 3 des prograden Pfades) Zeit für diese Anpassung zur Verfügung stand und dementsprechend ein zeitlicher Versatz existierte.

Beide *P-T-t-d*-Pfade aus dem südwestlichen Aiguilles-Rouges-Massiv zeigen eine Abnahme der Temperatur im Verlauf der Hebung (Abb. 56d). Aus dem bisher Gesagten ergibt sich, daß dies typisch für die oberen Einheiten eines Deckenstapels ist.

6.1.5 Kristallchemische und thermobarometrische Studien an Hellglimmern

In der Gruppe der Hellglimmer existieren mehrere Substitutionsmöglichkeiten: Ausgehend vom reinen Endglied Muskovit $K_2Al_4 [Si_6Al_2O_{20}(OH)_4]$ kann auf der A-Position Na den Platz von K einnehmen und zum reinen Endglied Paragonit $Na_2Al_4 [Si_6Al_2O_{20}(OH)_4]$ führen. Weiterhin besteht die Möglichkeit, Al^{VI} mit Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Li, Cr, Ti und V auszutauschen. Im Rahmen des erforderlichen Ladungsausgleiches muß Si einen Teil des Al^{IV} auf der T-Position ersetzen. Das Endglied dieser Substitution, Celadonit $K_2(Mg, Fe^{2+})_2Fe^{3+} [Si_8O_{20}(OH)_4]$, ist in der Natur nicht verwirklicht. Hellglimmer mit einem Si: Al^{IV} -Verhältnis über 3:1 erhalten das Präfix "phengitisch".

Untersuchungen haben gezeigt, daß das Verhältnis Si: Al^{IV} sehr sensitiv auf Druckveränderungen reagiert: Der Si-Gehalt nimmt bei steigendem Druck zu (VELDE 1967, CIPRIANI et al. 1971). Allerdings läßt sich auch eine leichte Temperaturabhängigkeit beobachten (MASSONNE & SCHREYER 1987). Die Gehalte an Mg, Fe und Na nehmen bei steigenden Temperaturen deutlich ab. Dementsprechend entstehen reine Muskovite bei hohen Temperaturen, aber geringen Drucken. Einschränkend muß erwähnt werden, daß Na bei sehr hohen Temperaturen wieder vermehrt im Gitter eingebaut wird (CIPRIANI et al. 1971).

Die Paragonit-Komponente ($XPg = Na/(Na+k)$) variiert in den analysierten Kristallen nur geringfügig zwischen 0,07 und 0,17. Im Gegensatz dazu streuen die Si-Gehalte erheblich: Minimal 6,1 und maximal 7,0 Si-Kationen befinden sich auf den T-Positionen (vgl. Analysen in Kap. 10, Tab. 11; Abb. 57 a und c). Somit handelt es sich durchwegs um phengitische Hellglimmer.

Im Diagramm Si vs. Fe^* belegen die Analysenpunkte nur das Feld der metamorphen Hellglimmer nach CIPRIANI et al. (1971), wobei die Grenze dieses Feldes zu geringeren Fe-Gehalten hin verschoben werden muß (gepunktet eingezeichnet in Abb. 57a). Abb. 57b zeigt die Temperaturabhängigkeit des Mg- und Fe^* -Gehaltes in Hellglimmern. Die eingetragenen Temperaturwerte entstammen der Publikation von CIPRIANI et al. (1971). Da neuere Kalibrierungen fehlen, können diese Werte nur als Schätzwerte betrachtet werden. Der Unterschied

zwischen den durch den Mg-Gehalt und den Fe*-Gehalt angezeigten Temperaturen erklärt sich aus der nicht erfolgten Korrektur der Fe²⁺-Gehalte durch Fe³⁺ (das dreiwertige Eisen wurde nicht analysiert). Gitterleerstellen machen eine Rekalkulation von Fe³⁺ aus den Ergebnissen der EMS-Analysen unmöglich. Vor allem in Fe-reichen Gesteinen (Probe 93/029-AR) scheint ein erheblicher Teil des Eisens als Fe₂O₃ vorzuliegen (vgl. Analysen in DEER et al. 1962). Zudem reflektiert das eingestellte Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnis offenbar die Paragenese der opaken Minerale; der Grad der Metamorphose beeinflusst dieses Verhältnis vermutlich nicht wesentlich (GUIDOTTI et al. 1994). Somit scheint das Mg die vertrauenswürdigeren Hinweise auf während der Bildung der Hellglimmer herrschende Temperaturen zu geben. Entsprechend den Mg-Gehalten sproßte der Großteil der Glimmer zwischen 600 °C und 700°C. Dieses Temperaturintervall ergibt sich für die Bildungs-dauer der Kristalle auch aus anderen geothermometrischen Methoden.

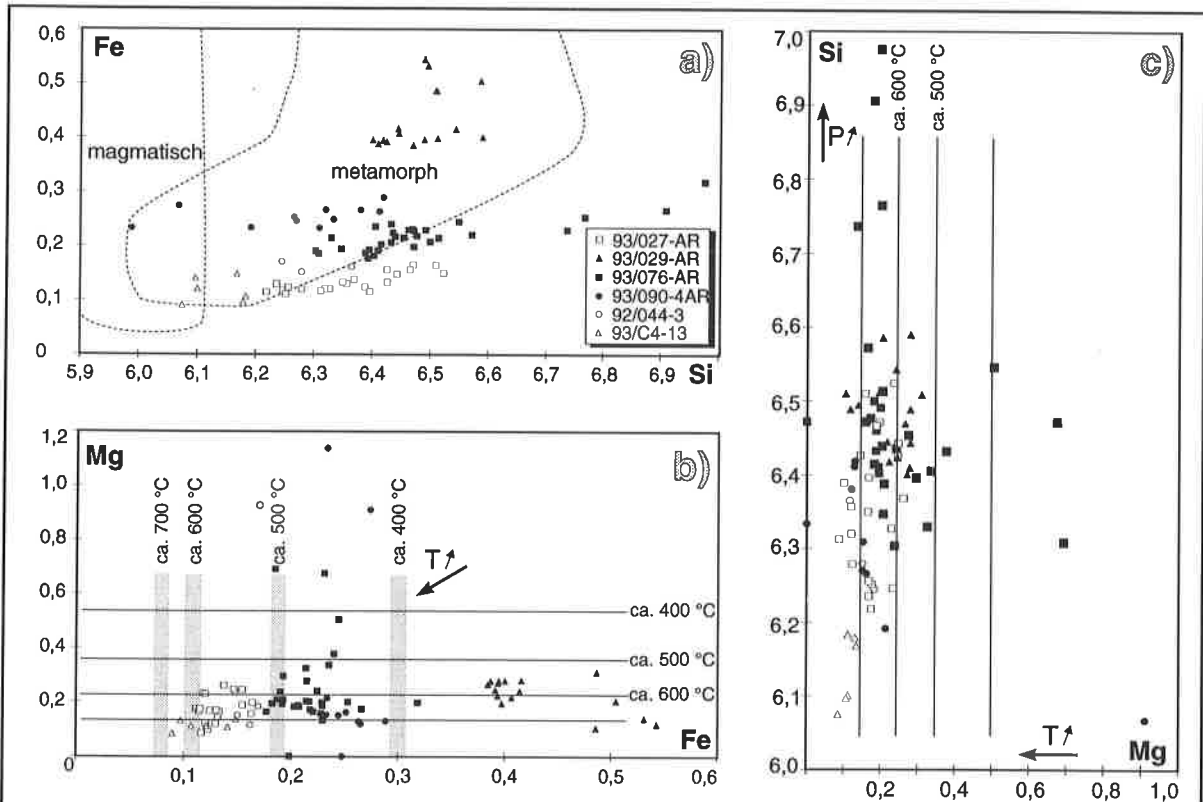


Abb. 57: a) Darstellung der Hellglimmeranalysen im Diagramm Si vs. Fe*. Feldergrenzen für metamorphe und magmatische Kristalle nach CIPRIANI et al. (1971). b) Die im Diagramm Fe* vs. Mg eingetragenen Isothermen zur semiquantitativen Temperaturabschätzung stammen ebenfalls von CIPRIANI et al. (1971). Diskussion siehe Text. c) Diagramm Mg vs. Si zur semiquantitativen Bestimmung von Druck und Temperatur zum Kristallisationszeitpunkt (CIPRIANI et al. 1971). d)-f) Entwicklung der Si- und Mg-Gehalte in den Hellglimmern, und damit auch die der P-T-Bedingungen im Verlauf des Kristallwachstums und in Abhängigkeit von der strukturellen Position der Kristalle. Die P-T-Abschätzung ist semiquantitativ (vgl. Text). Legende siehe a).

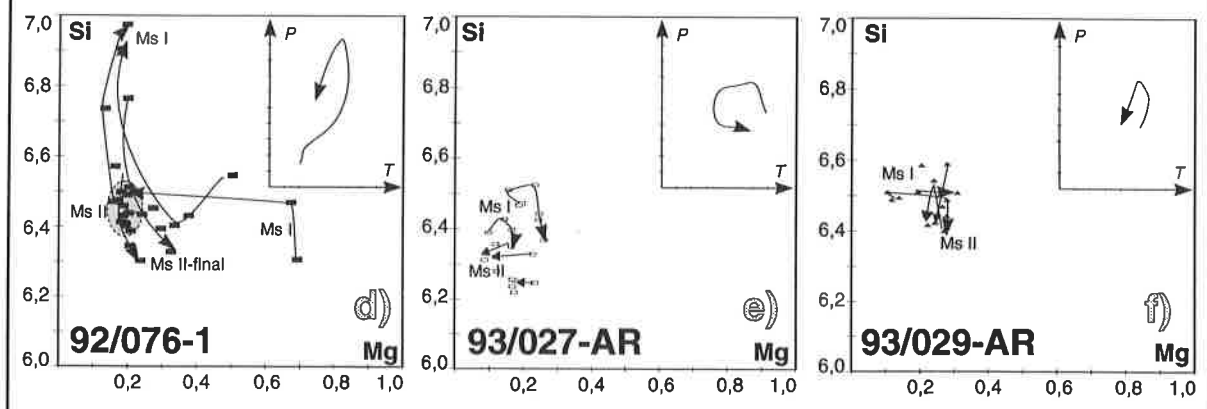


Abb. 57c zeigt die erhebliche Variation des Si-Gehaltes in den Hellglimmern. Zum weiteren Verständnis der Si- und der Mg-Gehalte in den Kristallen wurden in Abb. 57d-f exemplarisch Hellglimmeranalysen aus drei Gesteinen in Abhängigkeit von ihrer strukturellen Position dargestellt. Als Resultat läßt sich festhalten, daß die stets zonierten Kristalle die zeitliche Veränderung der P-T-Bedingungen überliefern.

Die in Abb. 57d-f eingetragenen semiquantitativen P-T-Pfade leiten sich allein aus der Veränderung der Mg- und Si-Gehalte im Verlauf der Kristallformung ab; sie sind rein schematisch. In allen drei Proben stellte sich die minimale Konzentration an Mg vor dem maximal erreichten Si-Gehalt ein (s.o.). Mit der Abnahme des Si-Gehaltes ist stets die Erhöhung von Mg, Fe und Na, und damit das Absinken der Temperatur verbunden. Probe 93/027-AR verzeichnet ein erneutes Abfallen der Mg-Gehalte bei konstantem Si in syn-s₂ gesproßten Kristallen.

Aufgrund der hohen Si-Gehalte dürfen kalibrierte Paragonit-Muskovit-Thermometer nicht angewendet werden (BUCHER & FREY 1994). Bei der Verwendung von **Phengit-Geobarometern** (MASSONNE & SCHREYER 1987) ist ebenfalls Vorsicht geboten, da einige Bedingungen in den untersuchten Gesteinen nicht exakt erfüllt sind: Erstens bleibt die zum Zeitpunkt der Kristallisation des Analysenpunktes herrschende, genaue Temperatur unbekannt; zweitens beeinflußt der Fe³⁺-Gehalt die Kalkulationsergebnisse (EVANS & PATRICK 1987, GUIDOTTI et al. 1994) und drittens fehlt im vorliegenden Fall fast immer ein Mineral (zumeist Biotit, seltener Kalifeldspat) der limitierenden Paragenese. Nach Ansicht von BUCHER & FREY (1994) können aber Minimalabschätzungen vorgenommen werden. Unter Verwendung des Phengit-Biotit-Kalifeldspat-Quarz-Geobarometers von MASSONNE & SCHREYER (1987) ergibt sich für den maximal erreichten Si-Gehalt von 6,97 (= 7,0) bei 550°C ein Druck von ca. 13,7 kb und bei 650°C von ca. 15 kb. Diese hohen Si-Werte treten aber immer in Randbereichen von Kristallen auf, in denen gleichzeitig eine Zunahme der Mg- und Fe-Gehalte erfolgt. Da nun im Rahmen des oben erwähnten Ladungsausgleiches vermehrt Si in das Gitter integriert werden muß, können sich die sehr hohen Si-Gehalte eben auch durch den Ersatz des Al im Hellglimmer ergeben. Folglich sollten die bei minimalen Mg- und Fe-Gehalten eingestellten Si-Gehalte die vertretbareren Ergebnisse liefern: Bei den oben verwendeten Temperaturen ergeben sich für die im Durchschnitt erreichten 6,4 Si Drucke von ca. 6,5 kb bzw. 7,5 kb. Hellglimmer mit Si < 6,2 wurden bei Drucken unter 5 kb gebildet. Es muß nochmals betont werden, daß diese Angaben allenfalls Richtwerte darstellen!

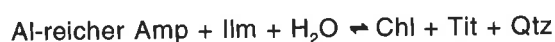
6.2 Kristallchemische und thermobarometrische Untersuchungen in Grüngesteinen

6.2.1 Kristallchemie

Titanit CaTi [SiO₅] kommt in allen Proben vor. Die TiO₂-Gehalte betragen zwischen 35,7 und 39,6 Gew.-%, wobei die Gehalte im Dünnschliff 92/090-3pt (n=8) eine geringere Schwankungsbreite aufweisen (um 39 Gew.-%, vgl. Kap. 10, Tab. 13). Über 1 Gew.-% FeO* weisen nur 3 Analysen auf: Die erste stammt vom Rand eines Kristalles, die zweite aus einer Entmischungslamelle in Amphibol (beide in 92/090-3pt) und die dritte aus der Probe 92/095-2G (Abb. 65). Alle drei Analysen haben relativ niedrige TiO₂-Gehalte und sind an Al₂O₃ und MgO angereichert.

In Hinblick auf den optischen Charakter fällt auf, daß alle Kristalle mit TiO₂ < 39 Gew.-% im Dünnschliff farblos sind (bei hohem Brechungsindex) und als feinkörnige Kristallaggregate vorkommen. Diese bilden immer Ränder um opake Titanite mit höheren Ti-Gehalten (vgl. auch Abb. 65).

In der Probe 92/075-2G können diese opaken Kerne auch aus **Ilmenit** bestehen. Im Übergang zu reinem, farblosem Titanit, der sich an den Aggregaträndern befindet, ergaben mehrere Analysen chemische Zusammensetzungen, die zwischen den beiden reinen Phasen liegen (Tab. 13; ähnliche Zusammensetzungen weisen auch Analysen in der Probe 92/090-3pt auf). Da mir über eine Mischbarkeit beider Minerale nichts bekannt ist, bleibt als Interpretation die submikroskopische Verwachsung von Titanit und Ilmenit übrig. Beide Phasen standen demzufolge in einem bestimmten Zeitintervall Δt₂ im Gleichgewicht. Im vorhergehenden Zeitintervall Δt₁ bildete sich nur Ilmenit, danach, während Δt₃, nur noch Titanit. Dies weist darauf hin, daß die fazieskritische Reaktion



der Amphibolitfazies bei rückschreitender Metamorphose verlief. Die Aussage wird durch die Anwesenheit von Al-reichen Pargasiten (Al_2O_3 bis 11,7 Gew.-%) mit chloritisierten Rändern unterstützt.

Feldspat (n=63) gehört fast immer der **Albit-Plagioklas-Mischreihe** (n=58) an, deren Kristalle im An-Gehalt zwischen 0 und 42 % schwanken (Tab. 15). Dabei macht sich sowohl eine strukturelle als auch eine räumliche Variation bemerkbar:

Die räumliche Variation besteht darin, daß die im N bzw. E des Untersuchungsgebietes gelegenen Proben 93/094-AR und 92/095-2G fast ausschließlich Albit mit 0,2 bis 2,7 bzw. 0,2 bis 1,8 % An beinhalten; An-reichere Plagioklase (An_{20}), die zudem an FeO^* und Al_2O_3 angereichert sind, wurden nur als kleine Rekristallisationskörner in Mikroscherzonen am Rand von unzonierten Albitklasten in 93/094-AR gefunden. Die Probe 92/095-2G beinhaltet auch Kalifeldspatklasten mit einer Or-Komponente von 81 bis 96 %. Der An-Anteil in den Proben 93/090-1AR, 92/090-3pt und 93/090-3AR variiert zwischen 0,4 und 35,5 % bzw. 0,9 und 25,4 % mit einer deutlich entwickelten Lücke zwischen 12,6 und 32,6 bzw. 2,2 und 25,4 % An. In der Regel weisen Kristalle nur Werte aus dem Albitbereich oder dem Andesin- bzw. Oligoklasintervall auf. Vereinzelt sind zonierte Kristalle mit der gesamten Variation vom An-reichen Kern zum Albitrand vorhanden. Der An-Gehalt in der im S gelegenen Probe 93/024-AR variiert zwischen 0,1 und 26,9 % mit einer deutlich ausgeprägten Lücke oberhalb von 13,9 % An. In der aus dem WGK stammenden Probe 92/075-2G liegen die Plagioklase fast immer über An_{19} und erreichen maximal 29,5 % An. Kleine Albitkörner ($\text{An}_{3,8}$, Or bis 39,4 %) kommen nur selten vor. Damit unterscheidet sich diese Probe deutlich von den Gesteinen des Grüngesteinskomplexes.

Der strukturelle Unterschied hängt mit dem maximal erreichten An-Gehalt der Kristalle einer definierten Gefügeposition zusammen. Prinzipiell handelt es sich bei syn- s_2 gebildeten Plagioklasen nur um Albit. Alle Plagioklase mit einer eindeutig bestimmbar prä- s_2 -Position haben dementsprechend höhere An-Gehalte.

Die Minerale der **Epidotgruppe** (n=39) können durch eine Mischungsreihe zwischen den idealen Endgliedern Epidot $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Al}_2[\text{O},\text{OH},\text{Si}_2\text{O}_7,\text{SiO}_4]$ und Klinozoisit $\text{Ca}_2\text{Al}^{3+}\text{Al}_2[\text{O},\text{OH},\text{Si}_2\text{O}_7,\text{SiO}_4]$ dargestellt werden (DEER et al. 1986). In den analysierten Kristallen liegt der Gehalt der reinen Fe^{3+} -Komponente FeAl_2 zwischen 38 und 86 mol-%; die korrespondierenden $X_{\text{Fe}^{3+}} (=100 \cdot \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Al}))$ variieren zwischen 12,5 und 28,75. Da in allen Analysen die FeAl_2 -Komponente über 33 mol-% beträgt, handelt es sich ausschließlich um Epidote s.s. (Tab. 16).

Alle Körner weisen eine Zonierung auf, wobei als einzige signifikante chemische Variation die Veränderung von Al_2O_3 und FeO^* zu bemerken ist. Entsprechend der Substitution $\text{Al}_M \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$ korrelieren die beiden Elemente negativ gegeneinander (Abb. 58a). In den Kristallen kann sowohl die Zunahme als auch die Abnahme des Fe^{3+} -Gehaltes vom Kern zum Rand hin beobachtet werden. Einige Kristalle zeigen doppelte Trends mit Zunahme/Abnahme und darauf folgender Abnahme/Zunahme der FeAl_2 -Komponente.

In der Probe 92/090-3pt wurde die chemische Variation der Epidotkristalle in Abhängigkeit von ihrer strukturellen Position untersucht (Abb. 65): Prä- s_2 gebildete Kristalle haben Kerne, die für FeO^* und Fe^{3+} zunächst einen prograden Trend zeigen (FeAl_2 von 61 auf 85 mol-% zunehmend). In den Säumen dieser Kristalle und in Kernen einiger prä- bis syn- s_2 gesproßter Körner nehmen die Fe-Gehalte wieder ab (FeAl_2 min. 54 mol-%). In den syn- s_2 gewachsenen Epidoten nimmt der FeAl_2 -Gehalt erneut auf maximal 80 mol-% zu. Al verhält sich umgekehrt (Abb. 58b).

Theoretische Untersuchungen und Feldstudien haben gezeigt, daß ein Anstieg der FeAl_2 -Komponente in der Epidotgruppe während retrograder Metamorphosebedingungen erfolgt (RAITH 1976, DEER et al. 1986). Da die maximal mögliche FeAl_2 -Komponente auch vom zum Zeitpunkt der Kristallisation im Gestein herrschenden Oxidationsgrad bzw. von der Sauerstoffugazität abhängt, kann aus dem verwirklichten Wert keine Angabe über den erreichten Metamorphosegrad gemacht werden (RAITH 1976).

Mehrere prä- bis syn- s_2 gesproßte Individuen mit einer prograden Al-Zonierung vom Kern zum Rand hin stehen randlich im Kontakt mit Oligoklas. Die Möglichkeit der Koexistenz beider Phasen besteht erst ab der obersten Grünschieferfazies; somit wurde diese syn- s_2 mindestens erreicht.

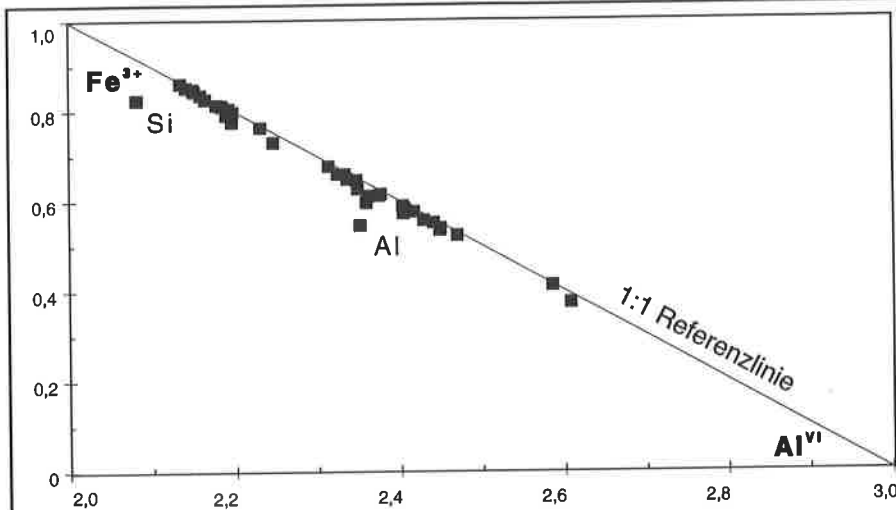


Abb. 58a: Das Diagramm Al^{IV} vs. Fe^{3+} verdeutlicht die gegenseitige Substitution beider Elemente auf der M1- und M3-Position. Von der 1:1- Linie deutlich entfernte Analysen haben anomale Gehalte an Si (zu hoch) oder Al (zu niedrig, vgl. Analysen in Tab. 16).

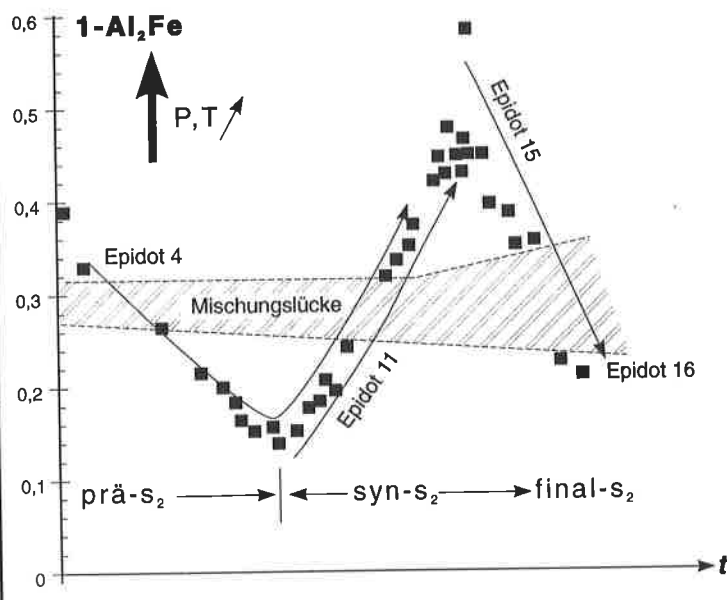


Abb. 58b: Analytierte Kristalle des Dünnschliffes 92/090-3pt zeigen ausgeprägte Kern-Rand-Zonierungen. Die Anordnung der Analysen erfolgte schematisch und in Abhängigkeit von der strukturellen Position der analysierten Kristalle. Da die Epidotkomponente mit steigender Metamorphose abnimmt, wurde für die y-Achse der Wert $1-Al_2Fe$ gewählt.

Abb. 58b verdeutlicht das Vorhandensein einer Mischungslücke in der Mischkristallzusammensetzung. Die nichtbesetzte Zone liegt auf dem prograden Ast ($syn-s_2$) zwischen 68 und 75 mol-% Al_2Fe und auf dem retrograden Ast ($final-s_2$) zwischen 64 und 77 mol-% Al_2Fe . Der obere Grenzwert paßt sehr gut zu dem wiederholt in der Literatur beschriebenen oberen Grenzwert der Mischungslücke im System Epidot - Klinozoisit. Vor allem die untere Grenze der Mischungslücke variiert im allgemeinen mit dem Grad der Metamorphose: sie sinkt erheblich (bis auf 35 mol-% Al_2Fe) mit fallendem Metamorphosegrad ab. Umgekehrt wird die Mischbarkeit der beiden Komponenten bei hohem Metamorphosegrad (höhere Amphibolitfazies und Eklogitfazies) lückenlos. Die relativ engen Mischungslücken im untersuchten Gestein weisen auf minimale Metamorphosebedingungen im Bereich der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies hin. (vgl. RAITH 1976)

Chlorit (n=36) kommt ebenfalls in allen Proben vor (Tab. 17). Im Rahmen der geochemischen Analyse durchgeführte röntgendiffraktometrische Untersuchungen an Pulverpräparaten ergaben, daß es sich bei den Chloriten durchwegs um den II B-Polytyp handelt.

Das Diagramm $Mg\#_{Gestein}$ vs. $XMg_{Chlorit}$ (Abb. 59a) verdeutlicht, daß das Verhältnis von MgO zu FeO^* der Chlorite von dem des Gesteines abhängt und nahe der 1:1 Linie liegt. Die Streuung des XMg der Chlorite rührt vermutlich daher, daß die $Mg\#$ des Gesteines ein Mittelwert aller Oxidationszustände ist, die während des Metamorphoseverlaufes eingestellt wurden. Die Felder der Klassifikation von TRÖGER (1967) im Diagramm XFe vs. Mol-% Al^{IV} wurden auf ein Diagramm Si vs. XMg (Abb. 59b) umgerechnet. Bei den analysierten

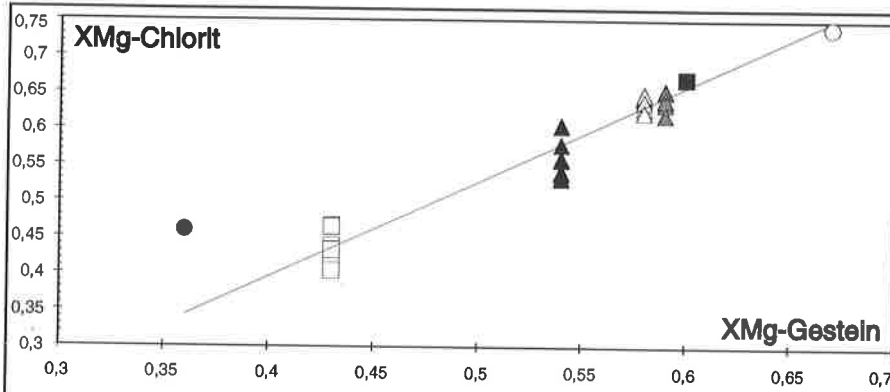


Abb. 59a: Diagramm $Mg\#_{\text{Gestein}}$ vs. XMg_{Chlorit}

- Legende:
- = 93/094-1AR
 - = 92/095-2G
 - △ = 93/090-1AR
 - ▲ = 92/090-3pt
 - △ = 93/090-3AR
 - = 93/024-1AR
 - = 92/075-2G

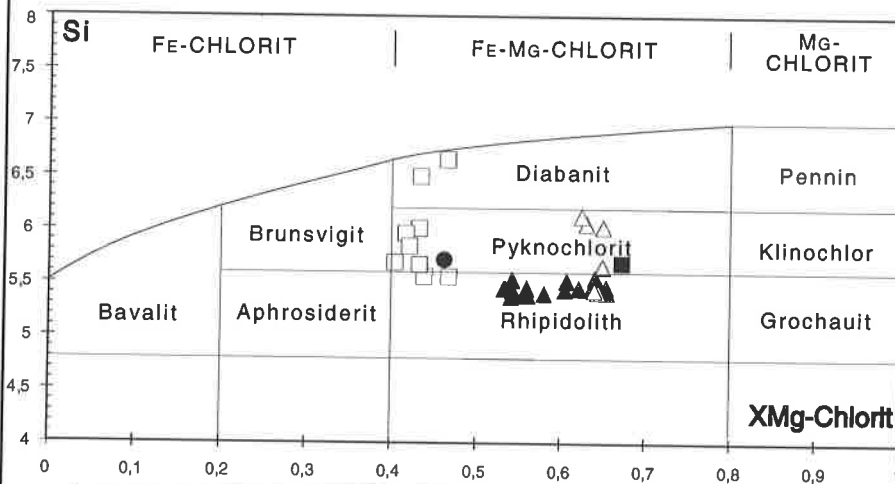


Abb. 59b: Einteilung der Chlorite nach TRÖGER (1967) im Diagramm XMg vs. Si .

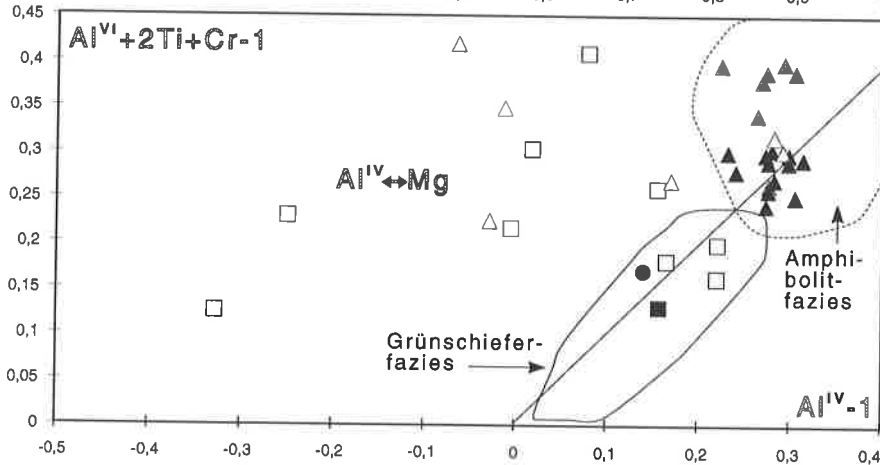


Abb. 59c: Das Diagramm $Al^{IV}-1$ vs. $Al^{IV}+2Ti+Cr-1$ (LAIRD 1988) verdeutlicht die Zunahme der Tschermak-Substitution in Chlorit mit dem Metamorphosegrad. Analysen oberhalb der 1:1-Linie weisen zusätzlich eine Substitution auf den Dioktaederpositionen ($Al-Mg$) auf.

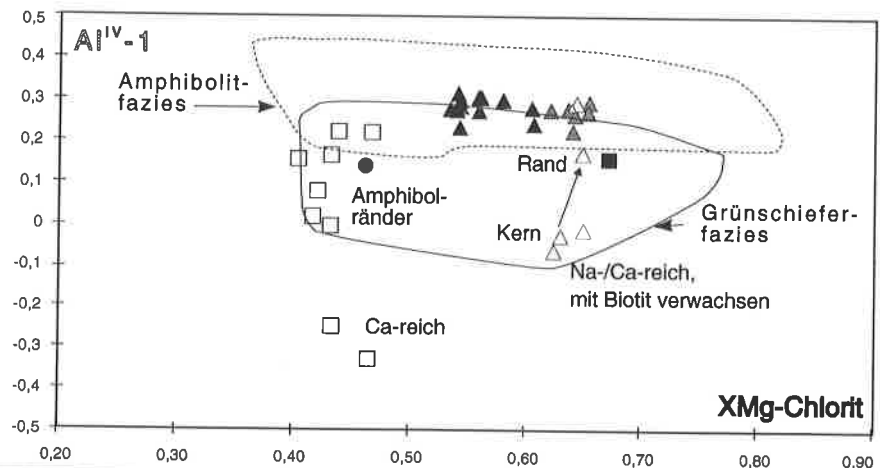
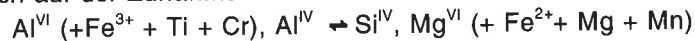


Abb. 59d: Um Normierungseffekte, die das Diagramm 59c wesentlich beeinflussen können, zu kontrollieren, kann das Diagramm XMg -Chlorit vs. $Al^{IV}-1$ verwendet werden (LAIRD 1988).

Kristallen handelt es sich immer um MgFe-Chlorite (i.wes. Rhipidolith und Pyknochlorit). Im Diagramm zeigen sich probenspezifische Haufen mit entweder vertikaler ($\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}}$) oder horizontaler (XMg) Variation. Wie Abb. 59b zeigt, beruht die gerichtete Veränderung der chemischen Zusammensetzung neben dem Oxidationszustand des Gesteines auch auf der Zunahme der Tschermak-Substitution



mit dem Metamorphosegrad (LAIRD 1988). Analysen, die sich oberhalb der 1:1 Referenzlinie befinden, weisen zusätzlich Substitution auf den Dioktaederpositionen auf



(BAILEY 1988, LAIRD 1988). Fe^{3+} und Fe^{2+} wurden in die Betrachtung nicht einbezogen. Dennoch beeinflusst das angewendete Verfahren zur Berechnung der Kationengehalte das Diagramm erheblich (Diskussion vgl. LAIRD 1988). Um diesen Effekt weitgehend auszuschalten, wurden die Daten in das Diagramm $\text{XMg}_{\text{Chlorit}}$ vs. $\text{Al}^{\text{IV}}-1$ (LAIRD 1988) eingetragen (Abb. 59d). Deutlich tritt darin zutage, daß die Chlorite der Proben 93/094-1AR und 93/090-3AR, die im Graphen $\text{Al}^{\text{IV}}-1$ vs. $(\text{Al}^{\text{VI}}+2\text{Ti}+\text{Cr}-1)$ z.T. weit oberhalb der 1:1 Referenzlinie liegen, eine erhebliche Variation des Al-Gehaltes auf der Tetraederposition zeigen (Abb. 59c). Die Analysen liegen sowohl im Feld der amphibolit- und epidot-amphibolitfaziellen Chlorite als auch im grünschieferfaziellen Feld. Chlorite aus dem Gestein, das durch die beiden Proben 93/090-1AR und 92/090-3pt repräsentiert wird, zeigen dagegen eine deutliche Streuung im Verhältnis $\text{Mg}:\text{Fe}$; die Schwankung von Al^{IV} ist unwesentlich. Sämtliche analysierten Proben entstanden unter Bedingungen des Grenzbereiches zwischen Grünschieferfazies und Amphibolitfazies. Analysen aus dem Gebiet östlich des Granites von Montées-Pélissier befinden sich ausschließlich im Feld der Grünschieferfazies.

Al^{IV} -arme Chlorite haben zumeist hohe Gehalte an CaO (bis 2,6 Gew.-%), seltener auch an Na_2O (max. 0,33 Gew.-%), K_2O (max. 1,32 Gew.-%) und TiO_2 . Zudem weisen sie erhöhte Gehalte an SiO_2 und verminderte Al_2O_3 -Werte auf. Die Analysenpunkte liegen an Amphibolrändern oder in Chloritkernen. Eine Erklärung für diese untypischen Zusammensetzungen könnten submikroskopische Verwachsungen von Chlorit mit Biotit oder Muskovit sein.

Die Untersuchung von Kristallzonierungen und Chloriten in unterschiedlichen strukturellen Positionen ergab, daß der Al^{IV} -Gehalt und damit der Grad der Metamorphose im Verlauf der Deformation abnahm. Einige Kerne von s_2 -Chloriten haben aber niedrigere Al^{IV} -Gehalte als die Ränder. Dies könnte allerdings auf die bereits erwähnten submikroskopischen Verwachsungen zurückzuführen sein. Generell zeigen Proben aus dem Gebiet östlich der Arve geringere Metamorphosebedingungen an als die Proben, die im Prarion-Massiv genommen wurden.

Biotit kommt nur in der Probe 92/075-2G vor ($n=5$). Mit XMg zwischen 0,38 und 0,41 handelt es sich bei den braunen, z.T. auch grünlichen Kristallen um Lepidomelan, dem häufigsten aller Biotite (DEER et al. 1962, TRÖGER 1967). Ti, Si und Mg sind in ihrem Ab- bzw. Anreicherungsverhalten aneinander gekoppelt und verhalten sich umgekehrt zu Al, Fe und K (Tab. 14): Die Kerne von zwei Kristallen besitzen höhere Ti-Gehalte als die Ränder. Diese Zonierung deutet auf fallende Metamorphosebedingungen für die Bildungsdauer der Biotite hin.

Nach der, von der International Mineralogical Association (I.M.A.) vorgeschlagenen Nomenklatur (zusammengestellt in LEAKE 1978) gehören alle analysierten **Amphibole** zur Gruppe der Ca-Amphibole mit $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{M}_4} \geq 1,34$ und $\text{Na}_{\text{M}_4} < 0,67$. $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$ beträgt -ausgenommen einige Analysen in der Probe 92/075-2G- immer weniger als 0,50. Somit können fast sämtliche Analysen im Diagramm Si vs. XMg mit den idealen Endgliedern Tremolit $\text{Ca}_2\text{Mg}_5 [\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ - Ferro-Aktinolith $\text{Ca}_2\text{Fe}_5 [\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ - (Alumino-)Tschermakit $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2 [\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ - Ferro-Tschermakit $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2 [\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ präsentiert werden (Abb. 60).

Alle Proben weisen mehrere Ca-Amphibole auf, die z.T. unterschiedliche strukturelle Positionen besetzen (vgl. auch Kap. 3.1.1, 6.2.2.1 und 6.2.2.4). Die Zusammensetzungen variieren in den Proben wie folgt (Tab. 18):

93/094-AR	von Mg-Hornblende, Fe-Hornblende	bis Aktinolith
92/095-2G	von Mg-Hornblende	bis Aktinolith
93/090-1AR,		

92/090-3pt von tschermakitischer Hornblende bis Aktinolith
 93/090-3AR von Mg-Hornblende bis Aktinolith
 93/024-AR von Mg-Hornblende bis Aktinolith
 92/075-2 von Fe-tschermakitischer Hornblende bis Fe-Hornblende,
 zusätzlich existieren Fe-pargasitische Hornblenden.

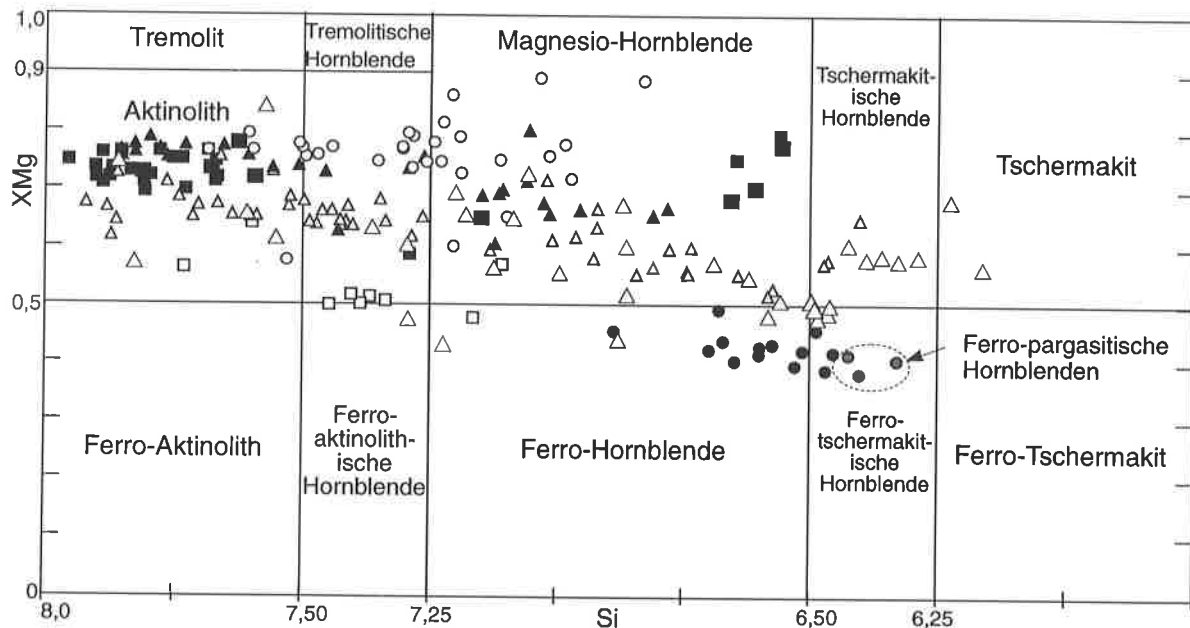


Abb. 60: Darstellung der Amphibolanalysen im Diagramm Si vs. XMg für Ca-Amphibole ($Ti < 0,50$; $(Na+K)_A < 0,50$) nach LEAKE (1978). Die Analysen stammen aus den Geochemie-Proben 93/094-AR (\square), 92/095-2G (\blacksquare), 93/090-1AR und 92/090-3pt (\triangle), 93/090-3AR (\blacktriangle), 93/024-AR (\circ) und 92/075-2 (\bullet). Die 3 grau dargestellten Analysen der Probe 92/075-2G gehören mit $(Na-K)_A$ -Gehalten von 0,508 bis 0,550 zu den Ferro-pargasitischen Hornblenden.

Amphibole des Gesteines 93/090-1AR beinhalten als Besonderheit im Kern von Amphibol I (vgl. Kap. 3.1.1) opake, z.T. regelmäßig umgrenzte Filze einer mikrokristallinen Komponente, in denen die TiO_2 -Gehalte der Analysen erheblich ansteigen. Im back-scattered-Bild der Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) wird deutlich, daß sich diese Kerne aus Ti-reichem Amphibol (max. 3,6 Gew.-% TiO_2), Titanit und Albit zusammensetzen. Die rechteckigen oder nadelförmigen Titanitkristalle liegen zumeist mit der Langachse in einer Vorzugsrichtung (Spaltbarkeit). Vermutlich entstanden diese Kristalle dadurch, daß bei retrograden Metamorphosebedingungen das gesamte Ti nicht mehr im Amphibolgitter integrierbar war (vgl. Kap. 3.4). Setzt man also voraus, daß alles Ti ursprünglich in den Amphibolen eingebaut war, und gibt man den Titanitanteil an den Kernen mit ca. 10 Vol.-% an (Schätzungen anhand der EMS-Bilder), so belief sich der TiO_2 -Gehalt des umgewandelten Kristalles auf mindestens 7 Gew.-%. Dermaßen hohe Gehalte dieses Elementes kommen gewöhnlich nur in Kaersutiten vor, die rein magma-tisch entstehen (vgl. Analysen in DEER et al. 1963). In diesen Filzen können sich farblose, rechteckig begrenzte Bereiche befinden, die bei der Analyse mit der Mikrosonde eine ungewöhnliche Zusammensetzung und eine Zonierung aufweisen. Am Rand handelt es sich stets eindeutig um Aktinolith. Mit der Mikrosonde wurden die Kerne bei hoher Auflösung genauer studiert: Sie setzen sich zu je etwa der Hälfte aus Klinozoisit oder Chlorit und Albit zusammen. Es handelt sich offensichtlich um Produkte einer retrograden Reaktion, deren Ausgangsprodukt jedoch nicht mehr bestimmt werden kann. Bläschenförmige Einschlüsse oder Entmischungen von Albit (Durchmesser wenige μm) befinden sich zudem auch in farblosen Kernen von Amphibolen ohne Ti-Entmischungen.

In jedem analysierten Kristall wurde an mindestens zwei (Kern und Rand), häufig aber an mehreren Positionen gemessen (Abb. 65). In der Regel sind die Kristalle zoniert; d. h., daß sie sich aus mehreren Ca-Amphibolen zusammensetzen. Über mehrere Kristalle in verschiedenen Dünnschliffen wurden sternförmig angeordnete Profile gelegt, um nachzuprüfen, ob die beobachteten Kristallzonierungen mit dem Wachstum der Körner in Verbindung stehen, oder aus einer sekundären Veränderung der bereits gebildeten Kristalle resultieren (La-

mellierung). Da alle Zonarbaue parallel zu den Kristallrändern verlaufen (Abb. 61), handelt es sich offensichtlich um Wachstumszonierungen. Dies wird z.T. auch optisch in Form von Farbwechseln und Einschlußsäumen sichtbar.

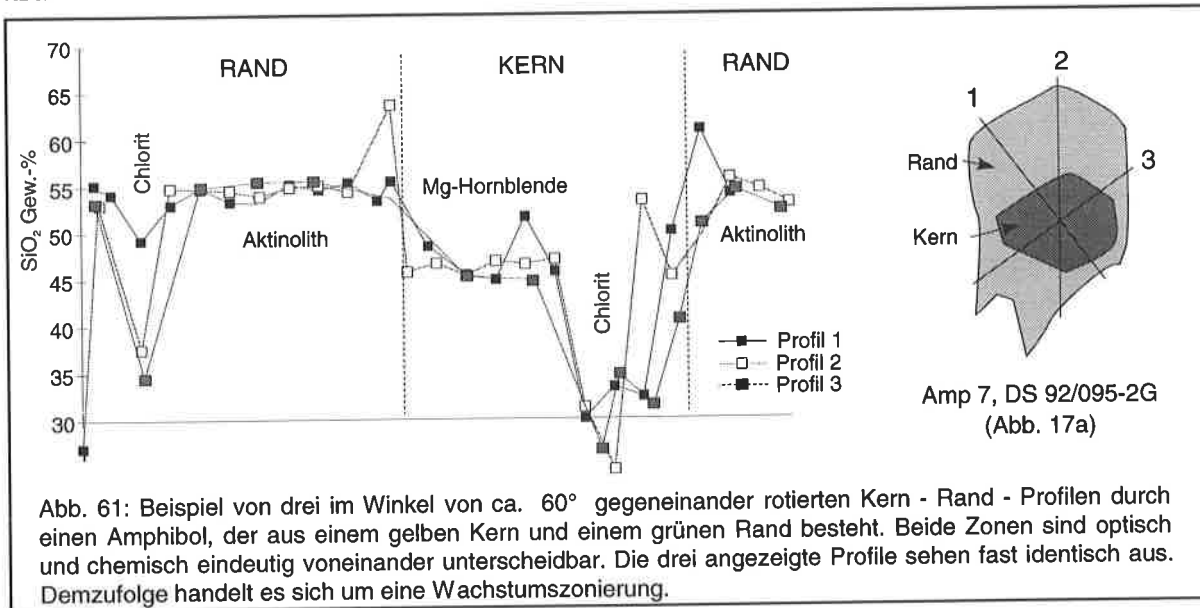


Abb. 61: Beispiel von drei im Winkel von ca. 60° gegeneinander rotierten Kern - Rand - Profilen durch einen Amphibol, der aus einem gelben Kern und einem grünen Rand besteht. Beide Zonen sind optisch und chemisch eindeutig voneinander unterscheidbar. Die drei angezeigte Profile sehen fast identisch aus. Demzufolge handelt es sich um eine Wachstumszonierung.

6.2.2 Thermobarometrische Untersuchungen an Grüngesteinen

Die Zusammensetzung der Ca-Amphibole wird sowohl von den P-T-Bedingungen (LEAKE 1965a) als auch vom Chemismus und dem Verhältnis $MgO/(MgO+FeO^*)^1$ des Gesteins gesteuert (LEAKE 1965b, GRAHAM 1974).

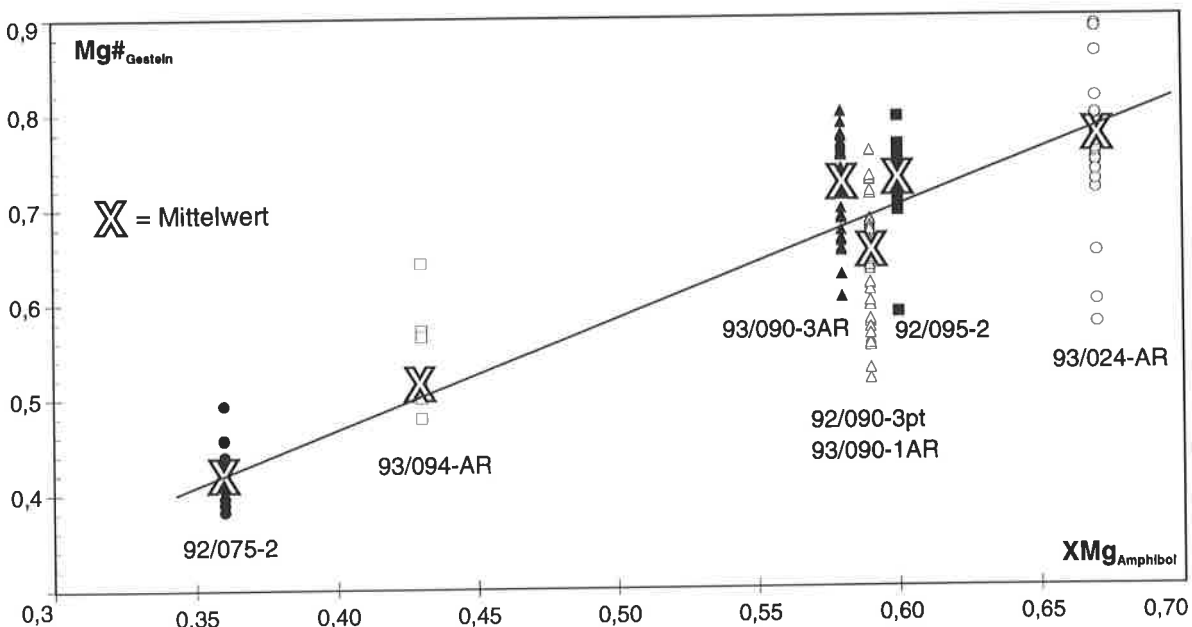


Abb. 62: Darstellung der Abhängigkeit des XMg in Amphibolen von der Mg#. Deutlich wird, daß die Mg# im Gestein eine Mischzahl für viele Oxidationszustände darstellt.

¹ FeO* wird aus zwei Gründen verwendet. (1) kann mit der Mikrosonde Eisen nur als Fe²⁺ bestimmt werden und (2) gilt speziell für die Mg#, daß höher metamorphe Gesteine geringer oxidiert sind als niedrig metamorphe (TRIBOULET 1980) und damit das Verhältnis FeO/Fe₂O₃ mit dem Metamorphosegrad variiert. Somit darf nicht allein Fe²⁺ betrachtet werden, da die Ergebnisse bedeutungslos wären, außer die Betrachtung gälte für ein definiertes P-T-Stadium.

Ein Ansatz zur Bestimmung des Einflusses des Gesteinschemismus ist, Variationsdiagramme $\text{Oxid}_{\text{Amphibol}}$ vs. $\text{Oxid}_{\text{Gestein}}$ bzw. $\text{XMg}_{\text{Amphibol}}$ vs. $\text{Mg}\#^*_{\text{Gestein}}$ (Abb. 62) zu erstellen. Zu bedenken bleibt allerdings, daß im gesamten Gestein die Elementgehalte und $\text{Mg}\#^*$ die Summe aller P-T-Inkrementen wiedergeben. Deshalb wurden für alle Amphibolanalysen eines Dünnschliffes Mittelwerte statistisch berechnet. Von diesen läßt sich in Verbindung mit den Variationsdiagrammen ableiten, daß XMg und die in den Kristallen enthaltenen Gehalte der Elemente SiO_2 , Cr_2O_3 und MnO deutlich positiv, FeO^* und MgO positiv und K_2O undeutlich positiv mit den Gesteinsgehalten korrelieren.

Dementsprechend beeinflussen die Gesteinsgehalte dieser Elemente die Zusammensetzung der Amphibole. Die Gehalte an Al_2O_3 , TiO_2 , CaO und Na_2O zeigen keine gerichtete Variation und hängen somit offensichtlich im wesentlichen von den P-T-Bedingungen ab. Diese Beobachtungen stehen in Einklang mit denen vieler anderer Untersuchungen (zit. in LAIRD & ALBEE 1981, p. 133). Deren Angaben zufolge nehmen die Gehalte an Na_{M4} , Al^{VI} , Ti , $(\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Cr})$ und Al^{IV} mit steigendem Metamorphosegrad beständig zu, während Na_A und K zunächst zunehmen, ab der Granatzone jedoch absinken.

Dies bedeutet, daß

Tschermak-Substitution $\text{Al}^{\text{VI}} (+\text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Cr}), \text{Al}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Si}^{\text{IV}}, \text{Mg}^{\text{VI}} (+\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$

und Glaukophan-Substitution $\text{Na}^{\text{M4}} (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Cr}) \leftrightarrow \text{Ca} (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Mn})$

mit steigendem Metamorphosegrad beständig zunehmen, während die

Edenit-Substitution $(\text{Na} + \text{K})_A, \text{Al}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Si}^{\text{IV}}, \square$

zunächst zunimmt, dann aber wieder abnimmt.

Die Koppelung von Edenit- und Tschermak-Substitution im unteren Metamorphosebereich führt zum idealen Endglied Pargasit, ergibt also zusammen die

Pargasit-Substitution $(\text{Na} + \text{K})_A, \text{Al}^{\text{IV}}, \text{Al}^{\text{VI}} (+\text{Fe}^{3+} + \text{Ti} + \text{Cr}), \text{Al}^{\text{IV}} \leftrightarrow \text{Si}^{\text{IV}}, \square, \text{Si}^{\text{IV}}, \text{Mg}^{\text{VI}} (+\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$.

Dies entspricht nach ROBINSON et al. (1971)

$$\text{Al}^{\text{IV}} \leftrightarrow (\text{Na} + \text{K})_A + \text{Al}^{\text{VI}} (+\text{Fe}^{3+} + \text{Ti}) \text{ (vgl. Abb. 63a).}$$

Aus dem Diagramm Al^{VI} vs. Al^{IV} (Abb. 63b) folgt, daß die Variation in allen untersuchten Gesteinen größtenteils auf die Pargasit-Substitution zurückgeht. Daß auch andere Mechanismen wirksam waren, verdeutlicht das Diagramm $(\text{Na} + \text{K})_A + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$ vs. Al^{IV} (Abb. 63a), in welchem fast alle Punkte unterhalb der 1:1 Referenzlinie liegen. Der positive Trend im Diagramm Na_{M4} vs. $\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+}$ (Abb. 63c) belegt, daß zudem Glaukophan-Substitutionsmechanismen aktiv waren. Das Diagramm Ti vs. Al^{IV} (Abb. 63d) verweist schließlich darauf, daß in prä-s₂ gebildeten Amphibolen die Ti-Tschermak-Substitution eine wesentliche Rolle gespielt hat.

Weiterführende Untersuchungen haben ergeben, daß Ti (RAASE 1974) und $(\text{Na} + \text{K})_A$ (VITTEL & FABRIÈS 1982) bei steigender Temperatur zunehmen, während die Gehalte an Al^{VI} und Na_{M4} mit steigendem Druck (bei gleichbleibender Temperatur) anwachsen (LEAKE 1965b). Dementsprechend erscheint es möglich, aus der Zusammensetzung von Ca-Amphibolen Informationen über herrschende P-T-Bedingungen während ihrer Bildung zu gewinnen.

6.2.2.1 Mikrostrukturen, Kristallchemie und Mineralparagenesen

Amphibole befinden sich in fast allen Dünnschliffen in mehreren, strukturell verschiedenen Positionen (Abb. 65). Bezieht man diese Beobachtung neben der Position der Analyse innerhalb eines Kristalles als zweiten diskriminierenden Faktor in die Betrachtungen zur zeitlichen Entwicklung der Amphibole mit ein, so ergibt sich ein komplexes Bild, das insgesamt auf zwei aufeinanderfolgende Generationen von Amphibolen hinweist.

Im Westlichen Gneiskomplex (DS 92/075-2G) lassen sich Amphibole eindeutig der ersten Foliation zuordnen. Alle Kristalle zeigen eine schwache Kern-Rand-Zonierung: Die Kerne bestehen aus Fe-pargasitischen oder Fe-tschermakitischen Hornblenden, die von Fe-Hornblenden umgeben werden. Auffallend sind die hohen Gehalte an TiO_2 von 1,7 bis 0,51 Gew.-%, Al_2O_3 (11,8 bis 8,6 Gew.-%), Na_2O (1,4 bis 0,87 Gew.-%) und FeO^* -Gehalte von über 20 Gew.-%. Alle 4 Elemente korrelieren positiv mit K_2O und MnO und negativ mit SiO_2 und MgO . Interessanterweise verhalten sich also FeO^* und MnO entgegengesetzt zu MgO .

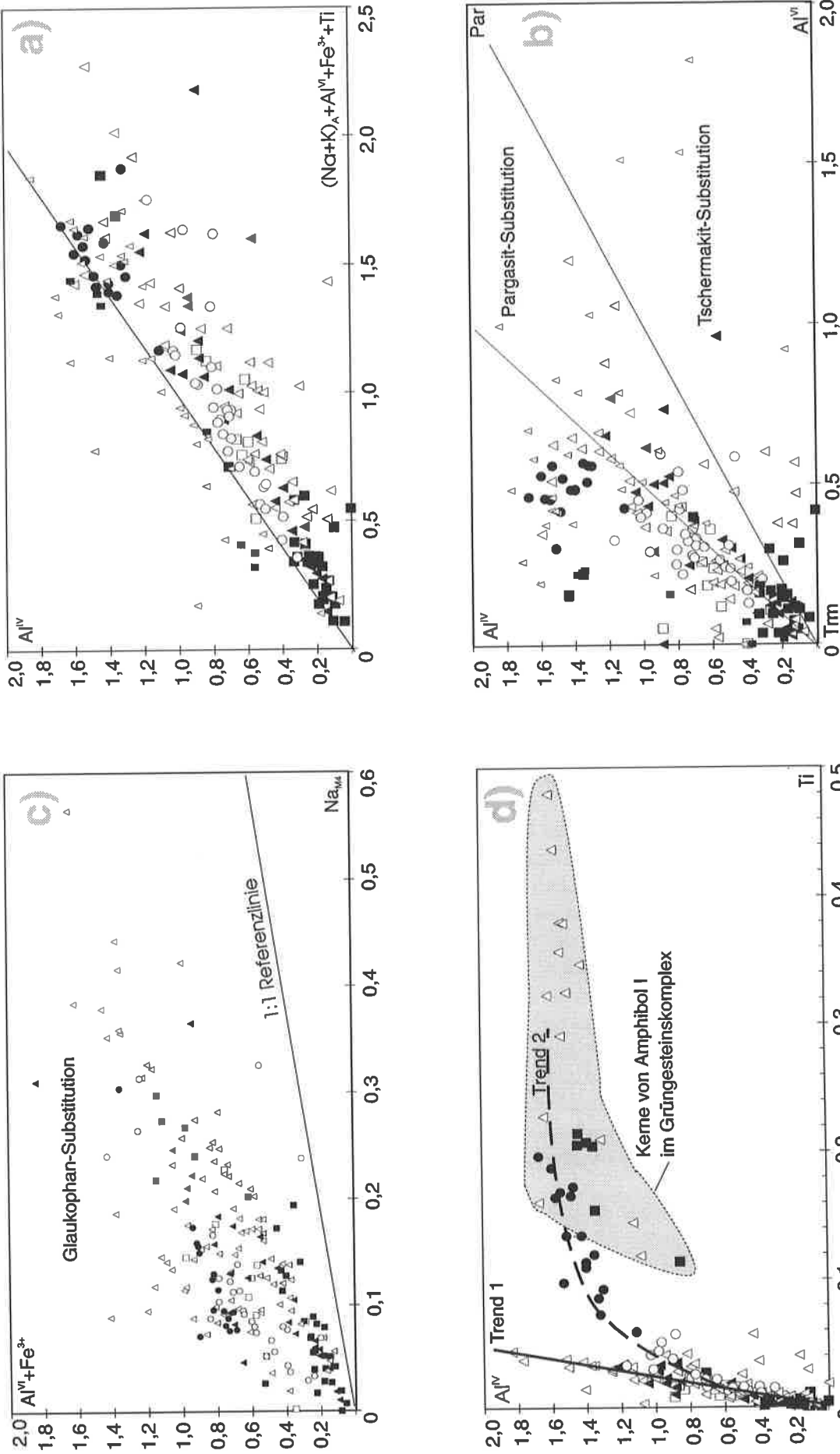


Abb. 63: Diagramme zur Verdeutlichung der wirksamen Substitutionsmechanismen in den Amphibolen. Symbole vgl. Abb. 60; Erläuterungen siehe Text.

Dieses Verhalten belegt Austauschvorgänge zwischen den A- und M2-Plätzen, wobei Mg und \square aneinander gekoppelt sind (vgl. HOLLAND & BLUNDY 1994). Vermutlich läßt sich das Abweichen einiger Analysen vom Pargasit-Vektor auf diesen Austausch zurückführen. Die Kristalle stehen in Paragenese mit Oligoklas (An_{31} bis An_{19}), Biotit (XMg 0,39), Quarz und Ilmenit.

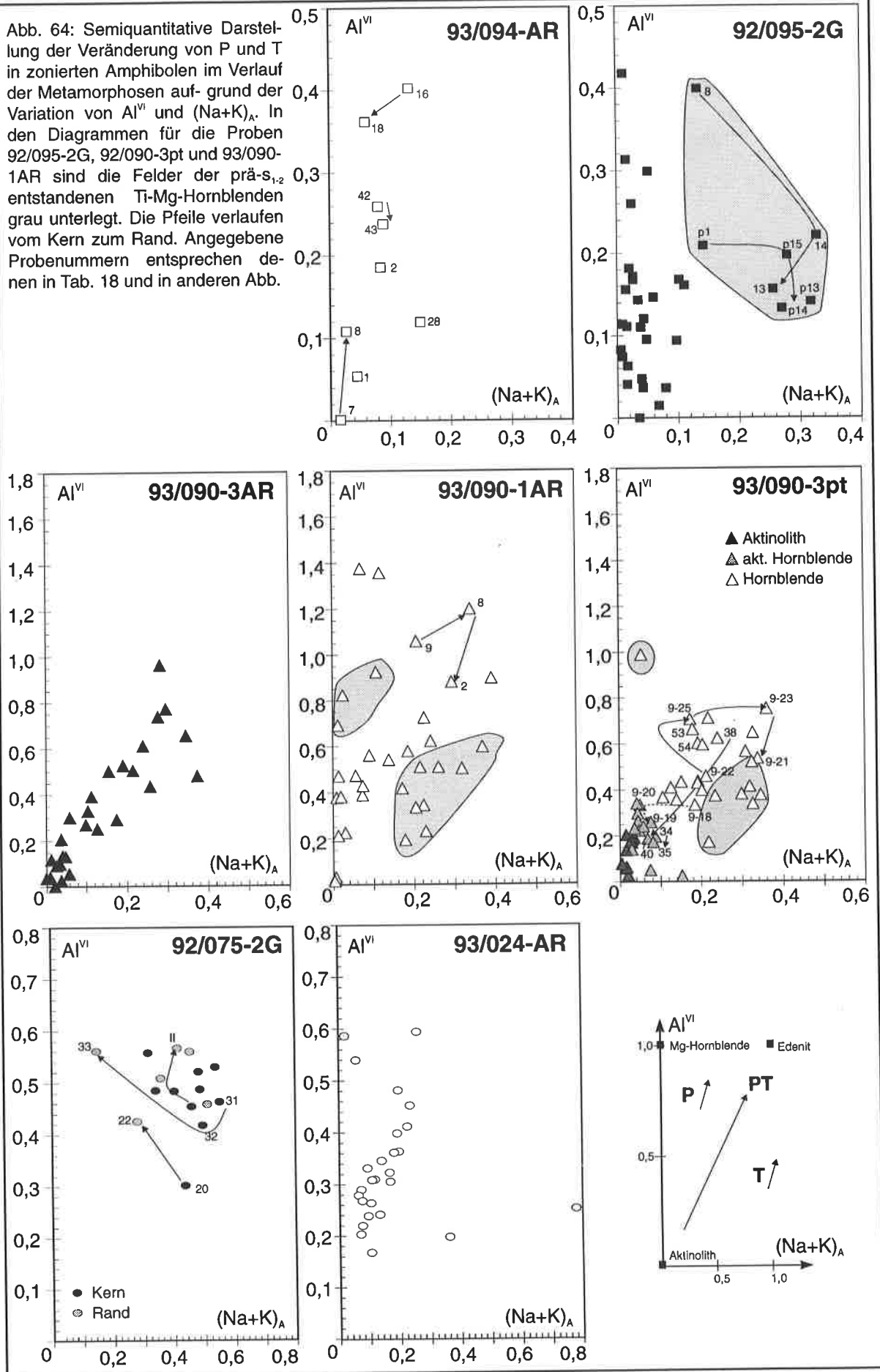
In Kern-Rand-Profilen fallen die Gehalte an Al^{VI} und Na_{M4} zunächst ab (0,46 - 0,40/0,12 - 0,09), steigen in den Rändern aber wieder an (0,57/0,3). Das gleiche Verhalten zeigen Ti und $(Na+K)_A$ (1,67 - 1,1 - 1,3/0,65 - 0,36 - 0,45). Zusammenfassend läßt sich dies dahingehend interpretieren, daß in den Kristallen der retrograde Pfad einer temperaturbetonten Metamorphose (hohe TiO_2 - und $(Na+K)_A$ -Gehalte) und die anschließende Druckerhöhung bei eventuell leichtem Anstieg der Temperatur erhalten blieb (vgl. Abb. 64, 65).

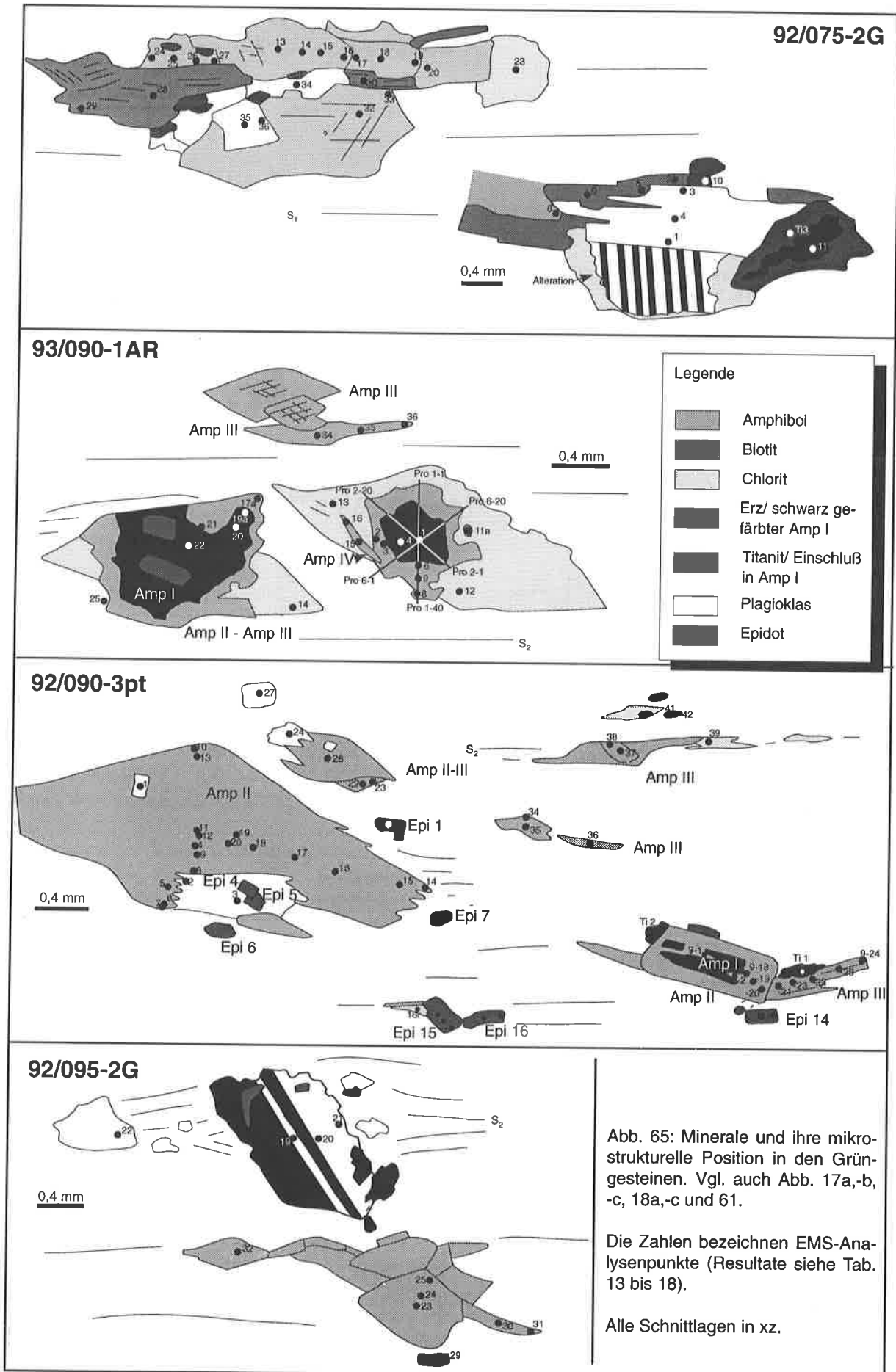
Im **Grüngesteinskomplex** befinden sich Amphibole in mehreren strukturellen Positionen (Kap. 3 und Abb. 65). Eindeutig bereits prä- s_1 existente Kristalle waren in den Dünnschliffen 93/090-1AR und 92/090-3pt zu beobachten. Zudem werden im Dünnschliff 92/095-2G Mg-Hornblenden von prograd-retrograd zonierten s_{1-2} -Amphibolen eingehüllt. Obwohl sie unterschiedliche optische Eigenschaften haben, sind sich die Amphibolkerne der Proben 93/090-1AR (zusammen mit 92/090-3pt) und 92/095-2G chemisch sehr ähnlich. Sie heben sich von den s_{1-2} -Amphibolen derselben Proben durch wesentlich höhere Ti- (0,11-0,44) Na- (0,35 bis 0,55) und Al^{IV} -Gehalte (1,0-1,8) ab, bei gleichzeitig reduzierter Si- und Mg-Komponente (2,3-2,9). Somit scheinen die gleichen Austauschmechanismen wie in den Amphibolen der Probe 92/075-2G wirksam gewesen zu sein. Die geringen Si-Gehalte von 6,2 bis 6,6 bewirken durch den damit verbundenen Anstieg der Al^{IV} -Komponente, daß die an sich Al_2O_3 -reichen Analysenpunkte (9,5 - 12,3 Gew.-%) im Diagramm $(Na+K)_A$ vs. Al^{VI} eher im unteren Bereich der in allen Proben verwirklichten Al^{VI} -Gehalten zu liegen kommen (Abb. 64). Durch die hohe Alkalienkonzentration heben sie sich dennoch deutlich von den anderen Kristallen ab; allein einige Mg-Hornblenden, die die Maximalbedingungen von M2 festlegen, weisen ähnliche Werte an den drei Elementen auf (vgl. Tab. 18, Abb. 64, 65).

In den Kristallkernen von Amphibol I läßt sich wiederholt Chlorit oder aktinolithische Hornblende nachweisen (Abb. 61). Weiterhin bleiben die Gehalte der vorhin genannten Elemente nicht konstant, sondern steigen vom Kern aus leicht an, um zum Rand hin erheblich abzufallen. Zudem umschließen retrograd zonierte aktinolithische Hornblenden mit Titanitnadelchen gefüllte Ti-Mg-Hornblenden; die Kerne sind oft zerrissen worden und aktinolithische Hornblende füllt die Streckungsbereiche zwischen den Trümmern aus. Diese zusammengesetzten Klasten (Amphibol I) wurden in s_1/s_2 einrotiert und dabei von syn- s_{1-2} gesproßten prograd-retrograd zonierten Amphibolen umschlossen oder durchdrungen. Gleiche s_{1-2} -Kristalle bildeten sich auch in den Druckschatten von Amphibol I, der somit unter sich ändernden P-T-Bedingungen gesproßt sein könnte: Die Kerne, die offensichtlich bereits ein Umwandlungsprodukt sind (vgl. Kap. 6.2.1), kristallisierten im Gleichgewicht mit Andesin bis Oligoklas (An_{36} bis An_{16}), wohingegen die retrograden Ränder zusammen mit Albit entstanden sein dürften. Letzteres ermöglichte P-T-Berechnungen für die Ränder mit dem Geothermobarometer von TRIBOULET (1992) (Kap. 6.2.2.3). Für die Kerne konnten nur grobe Temperaturabschätzungen vorgenommen werden (Kap. 6.2.2.3). Aus dem Gesagten läßt sich folgern, daß Amphibol I während einer Metamorphose M1 gebildet worden sein könnte, wobei vermutlich präexistente Inosilikate transformiert wurden. Ein weiteres Argument für diese Schlußfolgerung liefern die bereits beschriebenen Einschlüsse aus einem zerfallenen Kern und einem aktinolithischem Rand, die in Amphibol I vorkommen.

Die in der prä- $s_{1/2}$ -Position befindlichen Amphibole der Proben 93/090-3AR und 93/024-AR geben aufgrund ihrer Zonierung und ihrem strukturellen Bezug zu s_{1-2} -Amphibolen ebenfalls Anlaß, eine Metamorphose M1 zu fordern. Schräg zur Hauptfoliation stehende Amphibole haben immer eine retrograde Kern-Rand-Zonierung mit einem Kern aus Mg-Hornblende oder aktinolithischer Hornblende und einem Aktinolithrand. In ihrem Chemismus unterscheiden sie sich -im Gegensatz zu den vorher angeführten Kristallen- nicht von den Amphibolen der zweiten Metamorphose. Wiederholt umschließen große, schwach zonierte Aktinolithe oder aktinolithische Hornblenden diese zonierten prä- s_{1-2} -Kristalle. Solche Aktinolithe kommen auch im Dünnschliff 92/090-3pt vor. Dort sind sie mit Albit assoziiert, der z.T. entlang der Spaltbarkeit in den Amphibol eindringt (Abb. 17c). Im Albit sind häufig Epidote eingeschlossen, in denen die Al_2Fe -Komponente vom Kern zum Rand hin zunimmt. Am Kontakt zwischen Epidot und Albit ließ sich keine An-Anomalie im Feldspat nachweisen, wie

Abb. 64: Semiquantitative Darstellung der Veränderung von P und T in zonierten Amphibolen im Verlauf der Metamorphosen auf Grund der Variation von Al^{VI} und $(Na+K)_A$. In den Diagrammen für die Proben 92/095-2G, 92/090-3pt und 93/090-1AR sind die Felder der prä-s_{1,2} entstandenen Ti-Mg-Hornblenden grau unterlegt. Die Pfeile verlaufen vom Kern zum Rand. Angegebene Probennummern entsprechen denen in Tab. 18 und in anderen Abb.





sie bei gleichzeitigem Wachstum vorhanden sein m \ddot{u} ßte. An den R \ddot{a} ndern und in den Druckschatten der Amphibol I-Großkristalle kam es syn-D $_{1,2}$ zur Neubildung von Mg-Hornblende. Dementsprechend m \ddot{u} ssen diese Großkristalle prä-s $_{1,2}$ entstanden sein.

W \ddot{a} hrend der Anlage der Hauptfoliation wurden Amphibole gebildet, deren kristallographische c-Achsen bevorzugt parallel oder senkrecht zur Streckungsfaser liegen. Dar \ddot{u} ber hinaus befinden sie sich in Druckschatten von Amphibol I oder Plagioklasklasten und in Streckungsbereichen innerhalb zerissener Plagioklasklasten. Viele Kristalle bestehen aus einem Aktinolithkern und einem Mg-Hornblenderand. Zuweilen kommen K \ddot{o} rner mit einem zus \ddot{a} tzlichen Saum hinzu, welcher die retrograde Entwicklung widerspiegelt. Andere Individuen haben einen Mg-Hornblendekern, der von aktinolithischer Hornblende oder Aktinolith umgeben wird. In den Plagioklasen gesproßte K \ddot{o} rner weisen allein das letztgenannte Zonierungsmuster auf.

Ein bemerkenswerter Unterschied l \ddot{a} ßt sich zwischen den Amphibolen feststellen, die \ddot{o} stlich bzw. westlich des Granites von Mont \acute{e} es-P \acute{e} lissier vorkommen: In den Proben 93/094-AR und 92/095-2G, die sich \ddot{o} stlich des Granites befinden, kommen fast ausschließlich aktinolithische Hornblenden und Aktinolithe vor. Dementgegen wurden in den Proben 93/024-AR, 93/090-1AR, 92/090-3pt und 93/090-3AR auch Mg-Hornblenden und tschermakitische Hornblenden analysiert.

Weiterhin unterscheiden sich die chemischen Zusammensetzungen der Amphibolarten zwischen den beiden Regionen. Beispielhaft soll dies am Al $_2$ O $_3$ -Gehalt dargestellt werden: Aktinolithe weisen im \ddot{o} stlichen Gebiet 1 bis 3 Gew.-% des Elementes auf, w \ddot{a} hrend die Aktinolithe des anderen Gebietes h \ddot{o} here Gehalte von bis zu 6 Gew.-% beinhalten k \ddot{o} nnen. Gleich sieht es bei den aktinolithischen Hornblenden (3,7 - 5,2 Gew.-% / 3,3 - 7 Gew.-%) und den Mg-Hornblenden (5,2 - 9 Gew.-% / 6 - 14 Gew.-%) aus. Tschermakitische Hornblenden kommen nur westlich des Granites vor. Dasselbe trifft auch f \ddot{u} r Na $_{M4}$ zu, welches in den Aktinolithen \ddot{o} stlich des Granites von Mont \acute{e} es-P \acute{e} lissier zwischen 0,01 und 0,19 variiert, in den westlichen Aufschl \ddot{u} ssen zumeist aber \ddot{u} ber 0,1 liegt und maximal 0,3 erreichen kann. Schlie \ddot{s} lich weisen die Proben \ddot{o} stlich des Granites auch bei weitem niedrigere Ti- und (Na+K) $_A$ -Gehalte auf (vgl. Abb. 64; Tab. 18). Die Tatsache, da \ddot{s} alle genannten Elemente in ihrer intrakristallinen Konzentration im wesentlichen vom Grad der Metamorphose abh \ddot{a} ngen und mit diesem ansteigen, l \ddot{a} ßt die Schlu \ddot{s} folgerung zu, da \ddot{s} die Gesteine \ddot{o} stlich des Granites eine geringere Metamorphose M2 w \ddot{a} hrend s $_{1,2}$ erfahren haben als die westlich des Granites gelegenen.

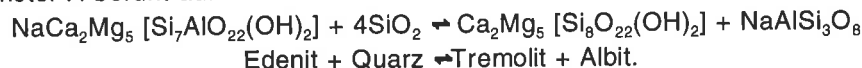
W \ddot{a} hrend D $_2$ entstand als einziger Plagioklas Albit mit An $_1$ bis An $_8$. Allein im Kontaktbereich zu Epidot waren Plagioklase mit h \ddot{o} heren An-Gehalten (max. An $_{16}$) vorhanden, wobei der An-Gehalt rasch abnimmt, wenn man sich von der unmittelbaren Kontaktzone entfernt. Erscheint die Koexistenz von Albit und tschermakitische Hornblende auf den ersten Blick als sehr ungew \ddot{o} hnlich, so ist anzumerken, da \ddot{s} SPEAR (1980) f \ddot{u} r Ca-Amphibole mit XNa <0,4 nachwies, da \ddot{s} Albit und tschermakitische Hornblende auch noch bei 600°C im Gleichgewicht existieren k \ddot{o} nnen.

6.2.2.2 Verwendete Geothermometer und Geothermobarometer

Die Amphibol-Plagioklas-Thermometer von HOLLAND & BLUNDY (1994)

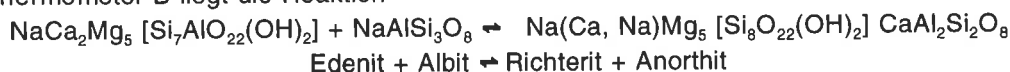
Die Amphibol-Plagioklas-Thermometer von HOLLAND & BLUNDY (1994) stellen zwei neue Ans \ddot{a} tze dar, Bildungstemperaturen f \ddot{u} r Amphibole unter Einbeziehung nicht-ideeller Gitterplatz-Austauschreaktionen zu errechnen.

Das Geothermometer A beruht auf der Reaktion



Insgesamt werden 8 Austauschreaktionen in die Betrachtung einbezogen, darunter auch die druckabh \ddot{a} ngige Tschermak-Substitution.

Dem Geothermometer B liegt die Reaktion



zugrunde. Der Vorteil der Reaktion B liegt darin, daß kein Quarz vorhanden sein muß, und demnach das Geothermometer auch in quarzfreien Paragenesen verwendet werden kann. Die Anwendung bleibt aber auf höhere Temperaturen beschränkt, da bei niedrigen Temperaturen erhebliche Unsicherheit über die Aktivitäten von Anorthit herrscht. In Anbetracht der einschränkenden Bedingungen wurde Reaktion A für syn-s₂ gesproßte Kristalle verwendet, während die Reaktion B zur Bestimmung der Bildungstemperaturen der ersten Amphibolgeneration eingesetzt wurde.

Die Anwendung der beiden Geothermometer wird auf folgende Bedingungen eingeschränkt:

- Der An-Gehalt in Plagioklas muß unter An₉₀ und Si zwischen 6,0 und 7,7 betragen;
- das Geothermometer A kann nicht angewendet werden, wenn Na_A < 0,02, Al^{VI} > 1,8 und die Temperaturen unter 400°C oder über 900°C liegen;
- das Geothermometer B bleibt auf Amphibole im Temperaturbereich von 500°C bis 900°C mit XNa_{M4} > 0,03, Al^{VI} < 1,8 und X_{An} > 0,1 beschränkt.

Die Kationenzahlen sämtlicher Analysen sollen nach dem Verfahren der beiden Autoren berechnet werden. Die Genauigkeit beträgt etwa ± 50°C.

Beide Geothermometer berechnen die Temperaturen in Abhängigkeit vom herrschenden Druck, mit 2, 4, 6, 8, 10 und 15 kb als festgesetzten Drucken. Die Ergebnisse sind in Tab. II-16 im Vergleich mit den Werten nach COLOMBI (1989) und TRIBOULET (1992) in Kap. 6.2.2.3 angegeben.

P-T-Abschätzung nach COLOMBI (1989)

COLOMBI (1989) entwickelte ein Geothermometer, das auf dem Ti-Gehalt in Amphibol beruht. Er unterschied zwei lineare Entwicklungstrends, die andere Geradengleichung haben (vgl. Abb. 66). Das trennende Argument ist der Ti-Gehalt von 0,08 in der Kristallstrukturformel. Die beiden Gleichungen lauten:

$$\text{Ti} < 0,08 \quad T [^\circ\text{C}] = 2816 \cdot \text{Ti} + 445 \quad \text{Gl. (1)}$$

$$\text{Ti} > 0,08 \quad T [^\circ\text{C}] = 980 \cdot \text{Ti} + 600 \quad \text{Gl. (2)}$$

Die Kalibrierung erfolgte auf der Basis von experimentellen Untersuchungen anderer Autoren. Im Diagramm (Abb. 65) weisen die Isothermen eine leichte Neigung auf und sind gegenüber den mit den angegebenen Formeln berechneten Temperaturen verschoben. Die eingezeichneten Isobaren stammen ebenfalls von COLOMBI (1989). Er selbst bezeichnet sein Diagramm Ti vs. Al^{IV} als semiquantitativ.

Aufgrund der Darstellung können P-T-Abschätzungen nur für Amphibole vorgenommen werden, die über 0,08 Ti führen. Somit kommen nur bereits prä-s₂ existente Ti-Mg-Hornblenden in Frage.

Das (Na,Ca)-Amphibol-Albit-Chlorit-Epidot-Quarz-Thermobarometer von TRIBOULET (1992)

Das Geothermobarometer von TRIBOULET (1992) basiert auf den beschriebenen druck- bzw. temperaturabhängigen An-/Abreicherungsverhalten bestimmter Elemente in Ca-Amphibolen.

Innerhalb eines gegebenen Mg/Fe-Systems sind der Tremolit/Mg-Hornblende/(Alumino-)Tschermakit-Trend und der Edenit/Pargasit-Trend charakteristisch für prograde Metamorphosebedingungen. Aus den Werten für Si, Al^{IV}, Al^{VI}, Fe³⁺, Fe²⁺, Mg, Ca, Na_{M4}, Na_A und □ im Amphibol sowie Al³⁺ bzw. XMg in koexistierendem Epidot und Chlorit können zwei Gleichgewichte berechnet werden. Das Gleichgewicht Tremolit-Edenit



wird durch Amphibol, Quarz und Albit beeinflusst.

Die wesentlich komplexere Pargasit-Substitution läßt sich nur in einem System mit sieben Komponenten darstellen (Amphibol, Albit, Chlorit, Epidot, Quarz, Wasser und Fe-Oxide).

Für beide Gleichgewichte wurden für mehrere konstante Mg/Fe-Systeme Isoplethen für ln K_d berechnet. Wenn XMg und XFe³⁺ im Amphibol sowie ln K_d für beide Gleichgewichte bekannt sind, können mit Hilfe der Isople-

then die P-T-Bedingungen ermittelt werden, die während des Wachstums des Amphiboles am Analysenpunkt herrschten, solange dieses Wachstum im Gleichgewicht mit Albit erfolgte. Da dies für jeden Punkt innerhalb eines Amphibolkristalles gilt, läßt sich für jede Analyse des chemischen Zonierungsprofils ein P-T-Wert bestimmen. Durch die Kombination von Kristallen aus unterschiedlichen strukturellen Positionen ergibt sich ein strukturell kontrollierter P-T-d-Pfad für das Inkrement der Deformation, in welchem Amphibole sproßten.

Ausdrücklich wird darauf hingewiesen, daß die Anwendung auf

- plagioklasfreie Paragenesen (maximal An₁₀),
- das System S-A-F-M-C-N-H₂O mit der Paragenese Amphibol + Albit + Quarz + Epidot + Chlorit/ Biotit ± Ti-Phase,
- und Bedingungen der unteren Grünschieferfazies bis obersten Amphibolitfazies

beschränkt bleibt.

Den Fehler gibt Triboulet mit ± 50°C und 1 kb an.

Da die Ti-Amphibole der ersten Metamorphose im Gleichgewicht mit Oligoklas oder Andesin gewachsen sind, kann dieses Geothermobarometer nicht angewendet werden. Allein für den retrograden Pfad von M1 sind Berechnungen möglich, da das Wachstum der aktinolithischen Hornblenden und Aktinolithe vermutlich im Gleichgewicht mit Albit erfolgte.

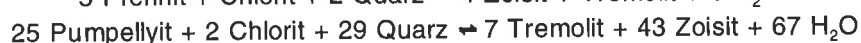
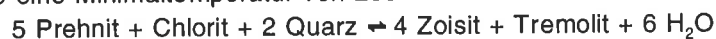
Dementgegen erfüllen die syn-s₂ geformten Amphibole zusammen mit koexistierendem Chlorit, Epidot, Quarz und Albit klar die paragenetischen Vorbedingungen zur Anwendung des Geothermobarometers. Die Form der Pfade resultiert aus der Anordnung der einzelnen Analysen zueinander, die durch die Zonierung der Kristalle vorgegeben ist. Die Ergebnisse der Berechnungen werden in Kapitel 6.2.2.4 beschrieben und diskutiert.

6.2.2.3 Anwendung und Vergleich der Geothermometer

Dem Thermobarometer von COLOMBI (1989) zufolge, entstanden die Kerne der Amphibole in Probe **92/075-2G** bei etwa 5 kb und bis über 800°C (Abb. 65). Kerne und Ränder belegen klar voneinander getrennte Felder. Das Feld der Ränder ist zu geringeren Temperaturen, aber höheren Drucken hin verschoben (minimal 600°C bei ca. 7 kb). Die Neigung der durch die Gesamtmenge der Analysen definierten Gerade entspricht eher der der 3 kb-Isobare.

Ti-reicher Amphibol I aus den Proben des **Grüngesteinskomplexes** zeigt ebenfalls eine retrograde Kern-Rand-Zonierung. In der Probe **92/095-2G** liegt die kernnaheste Analyse bei 5 kb und unterhalb 800°C. Die folgenden Analysenpunkte befinden sich ebenfalls bei 5 kb, aber oberhalb 800°C. Die Analysen von Rändern fallen in den reflektierten P-T-Bedingungen erheblich ab (< 3 kb, ca. 750°C und darunter). In den Dünnschliffen **92/090-3pt** und **93/090-1AR** läßt sich der gleiche Trend beobachten: Auf zentrumsnahe Analysen mit Drucken über 5 kb, aber Temperaturen unter 800°C folgt die Hauptmasse der Analysen mit T um 900°C oder darüber bei leicht verringerten Drucken (3 - 5 kb). Die Ränder liegen links von der 7 kb-Isobare und können deshalb im Diagramm selbst nicht interpretiert werden. Mit Gleichung (1) wurden Temperaturen um 540°C berechnet.

Ein Teil der mit diesem Geothermometer ermittelten Temperaturen (max. 1.040°C) liegt bereits außerhalb des Stabilitätsfeldes von Hornblenden (ALLEN & BOETTCHER 1978, SPEAR 1981). Somit scheint die Annahme einer linearen Variation des Ti-Gehaltes in Abhängigkeit von der Temperatur nicht zuzutreffen (vgl. auch SCHUMACHER et al. 1990). Offensichtlich treten bei Ti-reichen Amphibolen zusätzliche Substitutionsmechanismen auf, denen durch dieses einfache Modell nicht Rechnung getragen wird. Ein weiterer kritischer Punkt ergibt sich in beiden Formeln aus den Konstanten, die eine minimale Bildungstemperatur von 445°C bzw. 600°C für alle Kristalle voraussetzt. Diese Annahme entbehrt zumindest für Gleichung (1) jeder Grundlage, da Aktinolithe auch weit unterhalb 445°C gebildet werden können. So geben BUCHER & FREY (1994, p. 272) bei Drucken unterhalb 6 kb eine Minimaltemperatur von 280° ± 30°C für die Reaktionen



an. Es ist daher zu vermuten, daß die mit der Ti-Kalibrierung von COLOMBI (1989) errechneten Temperaturen

im allgemeinen zu hoch sind. Dies bestätigen Vergleiche mit anderen Thermometern, die den möglichen komplexen Austauschreaktionen in Amphibolen eher Rechnung tragen.

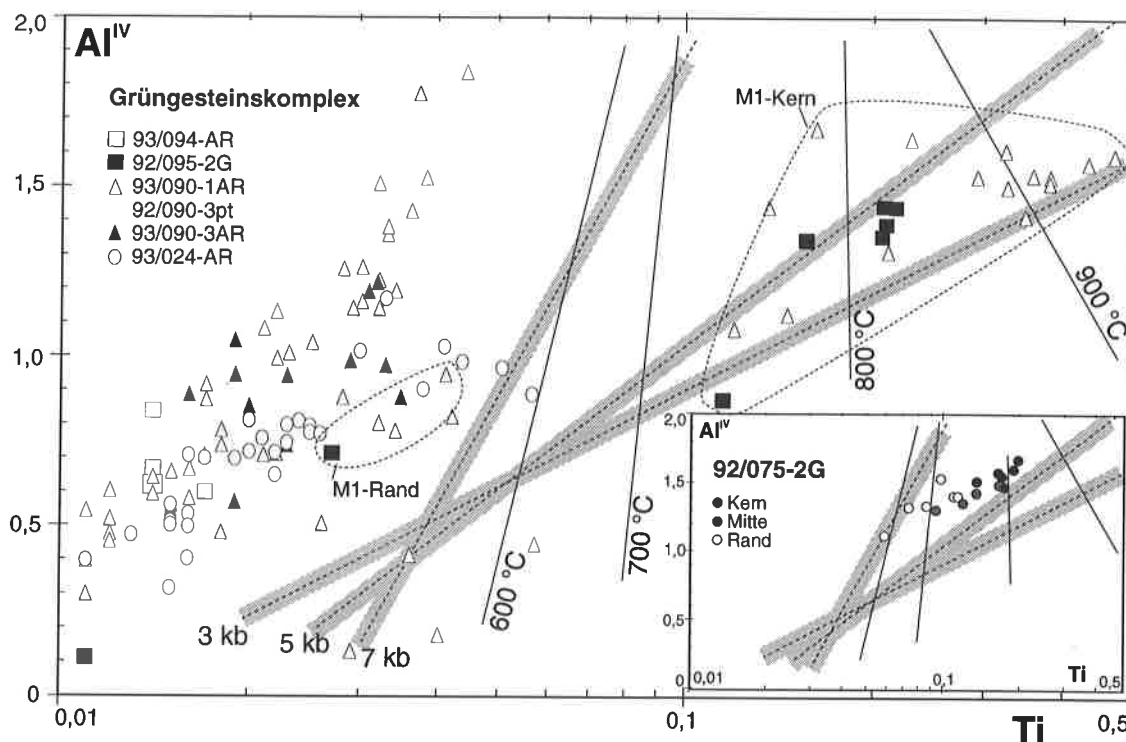


Abb. 66: Diagramm Ti vs. Al^{IV} für die semiquantitative Abschätzung von Druck und Temperatur zum Zeitpunkt der Entstehung der analysierten Amphibole. Die Isobaren und Isothermen wurden von COLOMBI (1989) definiert.

Über die Verlässlichkeit der Druckabschätzungen kann kein Urteil gefällt werden, da mit anderen Barometern erzielte Vergleichswerte fehlen. Allerdings muß bedacht werden, daß Al^{IV} unmittelbar vom Si-Gehalt abhängt; dieser variiert aber auch gerichtet mit dem SiO₂-Gehalt des Gesteines. Somit könnte eventuell der Neigung der Geraden, die durch die Varianz der gemessenen Al^{IV}-Gehalte definiert wird, eine größere Bedeutung zukommen als den Absolutwerten.

Dem Geothermometer B von HOLLAND & BLUNDY (1994) zufolge wurden die Amphibole aus Dünnschliff **92/075-2G** bei Temperaturen zwischen 700°C (Kern) und 585°C (Rand) gebildet.¹ Diese Angaben liegen etwa 90°C unterhalb der Werte, die allein aufgrund des Ti-Gehaltes berechnet wurden. Auch bei den Ti-Mg-Hornblenden aus dem **Grünstein-Komplex** liegen die mit der Methode von HOLLAND & BLUNDY (1994) errechneten Temperaturen prinzipiell unter denen nach COLOMBI (1989). Die Abweichung streut zwischen 0 und 340°C, im Mittel beträgt sie ca. 50°C. Für die Kerne wurden maximale Entstehungstemperaturen von 750°C errechnet. Generell zeigt sich eine Abkühlung vom Kern zum Rand bei etwa gleichbleibenden Drucken. Allerdings können Kerne auch niedrigere Temperaturen aufweisen als zum Rand hin folgende Analysen (Tab. 2). Rückschließend auf die Ti-Mg-Hornblenden kann somit angenommen werden, daß die nach HOLLAND & BLUNDY (1994) berechneten Temperaturen vernünftiger erscheinen als die nach COLOMBI (1989) ermittelten.

Umgekehrt sind die Verhältnisse bei den syn-s_{1,2} gebildeten Amphibolen. Die Werte des Edenit-Tremolit Thermometers von HOLLAND & BLUNDY (1994) liegen fast immer über denen, die mittels des Ti-Gehaltes bestimmt wurden. Die Abweichung beträgt bis zu 70°C, kann aber gegen 0°C gehen. Im Vergleich zu den Temperaturen des Geothermobarometers von TRIBOULET (1992) zeigt sich, daß beide Methoden oberhalb etwa 500°C nahezu identische Ergebnisse liefern (Tab. 2). Extreme Abweichungen treten auf, wenn nach Triboulet die Temperatur zum Zeitpunkt der Kristallisation unterhalb von 400°C lag. Allerdings haben Holland & Blundy die Anwendung auf höhere Temperaturen beschränkt.

¹ Bei der Bestimmung der Temperaturen wurden die ermittelten Drucke nach COLOMBI (1989) bzw. TRIBOULET (1992) verwendet, um eine einigermaßen druckneutrale Vergleichsbasis zu erzielen.

Tab. 2: Vergleich der Thermometer von COLOMBI (1989), HOLLAND & BLUNDY (1994) und TRIBOULET et al. (1992)

Probe-Nr.	COLOMBI		HOLLAND & BLUNDY				TRIBOULET		
	T	P[kb]	2kb	4kb	6kb	8kb	Xab	T	P[kb]
prä-s₂-Amphibole; Thermometer B von HOLLAND & BLUNDY									
752-31	793	ca. 5	682	694	706	719	0,69	-	-
752-32	763	ca. 5	665	676	687	698	0,70	-	-
752-33	672	ca. 7	539	557	575	593	0,80	-	-
901-pro2-15	747	3 bis 5	636	652	669	685	0,70	-	-
901-pro2-6	1028	3 bis 5	714	723	733	742	0,67	-	-
901-pro1-8	535	3 bis 5	500	512	523	534	0,85	-	-
903pt-9-14	1070	3 bis 5	718	729	740	750	0,64	-	-
903pt-9-6	747	3 bis 5	643	658	673	688	0,67	-	-
903pt-9-18	535		592	583	573	564	0,98	470	5,6
952-13	784	3 bis 5	750	756	763	769	0,70	-	-
952-14	732	3 bis 5	738	745	753	760	0,70	-	-
952-pro1-13	712	3 bis 5	655	659	662	606	0,80	-	-
s₂-Amphibole; Thermometer A von HOLLAND & BLUNDY									
241-41	476	-	521	508	495	482	0,96	-	-
241-13	560	-	611	607	602	598	0,96	-	-
241-40	570	-	650	636	621	607	0,96	-	-
241-15	606	-	607	599	584	576	0,96	-	-
901-pro1-9	493	-	556	555	554	554	0,98	-	-
901-8	546	-	482	507	532	557	0,98	530	6,3
901-pro1-36	569	-	590	607	625	643	0,98	630	6,5
901-19a	606	-	485	475	466	456	0,98	340	2
903pt-34	479	-	538	527	516	505	0,98	340	2
903pt-9-22	479	-	-	-	-	-	-	500	4,4
903pt-40	487	-	564	554	539	527	0,98	380	3
903pt-9-23	535	-	595	604	613	623	0,98	610	6,6
903pt-38	552	-	599	606	613	620	0,98	580	3,6
903AR-12	468	-	509	498	488	477	0,98	-	-
903AR-32	487	-	539	531	523	515	0,98	-	-
903AR-29	538	-	618	612	607	601	0,98	-	-
903AR-10	544	-	522	528	534	540	0,98	-	-
941-42	484	-	550	540	530	520	0,99	370	2
941-16	484	-	565	560	555	550	0,99	400	4,8
952-17	459	-	507	493	479	451	0,99	-	-
752=92/075-2G; 901=93/090-AR1; 903pt=92/090-3pt; 952=92/095-2G; 241=93/024-AR 903=93/090-AR3; 941=93/094-AR									

6.2.2.4 Mit dem Geothermobarometer von TRIBOULET (1992) ermittelte *P-T-d*-Pfade

Für die geothermobarometrischen Berechnungen nach TRIBOULET (1992) wurden zwei Proben ausgewählt, die die eingeschränkten Bedingungen erfüllen. Aus dem Grüngesteinskomplex östlich der Arve stammt die Probe 93/094-AR eines Metabasalt (51,95 Gew.-% SiO₂) mit einer Mg# von 0,43. Der Metabasit (46 Gew.-% SiO₂) 93/090-1AR bzw. 92/090-3pt, der südwestlich des Col de la Forclaz ausstreicht, weist eine Mg# von 0,59 auf.

Der Pfad für die Grüngesteine des Prarion-Massives wurde aus den Proben **93/090-1AR** und **92/090-3pt** berechnet, die demselben Gestein aus demselben Aufschluß entstammen. Amphibole, Epidote und Chlorite weisen eine komplexe Entwicklung auf. Prä-s_{1,2} entstandene Aktinolithen oder aktinolithische Hornblenden können im Vergleich zu den final-s₂ gebildeten Aktinolithen etwas niedrigere Gehalte an Si, Mg und Fe²⁺, aber höhere an Al, Fe³⁺, Na und K haben. XMg variiert zwischen 0,6 und 0,75. In den Hornblenden kann XMg minimal 0,50 und maximal 0,7 sein. Insgesamt sinken in den zonierten Mg-Hornblenden die Gehalte an Si und Mg von ca. 7,0 bzw. 2,3 auf minimal 6,2 und 1,8 ab, um dann wieder auf 7,0 und 2,5 anzusteigen. Wie bei den Aktinolithen, verhalten sich auch hier Al^{IV}, Al^{VI}, Na und K umgekehrt. Maximal werden 1,8/1,0/0,35/0,19 erreicht. Die Kristalle können an den Rändern kontinuierlich in Epidot oder Chlorit übergehen.

Epidot, der in Gleichgewicht mit prä-s_{1,2} bereits existenten Kristallen steht, weist etwa 2,2 - 2,3 Al auf. Bei maximalen P-T-Bedingungen haben die Epidote bis zu 2,61 Al in das Gitter integriert. In final-s₂ entstandenen

Kristallrändern reicherte sich erneut Fe an, so daß nur noch 2,3 Al in der Strukturformel vorkommen. Chlorite zeigen nur retrograde Zonierungen mit einer Zunahme des XMg von 0,53 auf 0,61 bei schwach fallendem Gehalt an Al^{IV} (von 2,61 auf 2,48). Als einziges Ti-Mineral kommt Titanit vor.

Beide Proben ergeben eine gleiche Pfadform (Abb. 67a). Die Entwicklung setzt mit Aktinolithen und aktinolithischen Hornblenden ein, die bei etwa 2 kb und 340°C gebildet wurden. Das Wachstum von Mg-Hornblende setzt bei Temperaturen oberhalb von etwa 460°C ein. Bei etwa 500°C erfolgt ein fast isothermaler Druckanstieg von 4 auf 6,3 kb. Danach steigt im wesentlichen die Temperatur auf maximal etwa 630°C bei 6,6 kb an. Es folgt ein Segment mit fast isobarer Abkühlung (580°C, 6,1 kb) und dann ein quasi-isothermaler Druckabfall auf 3 kb und 560°C. Ränder aus aktinolithischer Hornblende sproßten bei P-T-Bedingungen von 2,8 Kb und 380°C. (Abb. 67a)

Der im Uhrzeigersinn gedrehte *P-T-t-d*-Pfad läßt auf Krustenverdickung und subsequeute Erosion bzw. Hebung schliessen: Die isothermale Kompression am Beginn der P-T-Entwicklung belegt, daß der Grüngesteinskomplex von einer höheren tektonischen Einheit überschoben wurde. Das nachfolgende Segment mit quasi-isobarer Aufheizung tritt fast immer auf; es läßt sich auf die nach dem Überschiebungseignis stattfindende Rejustierung des thermischen Gradienten und auf Aufheizung durch die wärmere, überlagernde tektonische Einheit zurückführen. Gleichzeitig mit dieser Erwärmung setzt der Hebungsprozeß ein. Normalerweise ist das Temperaturmaximum erst nach dem Maximaldruck zu erwarten (ENGLAND & THOMPSON 1984, THOMPSON & ENGLAND 1984, SPEAR et al. 1984). Im vorliegenden Fall werden beide aber etwa gleichzeitig erreicht. Zudem zeigt sich eine Reduktion der Temperatur um ca. 50°C am Beginn des Aufstieges. Dieses Segment wird in beiden Proben angezeigt. Derartige "Temperaturnasen" treten öfters in P-T-d-Pfaden auf, die mit dem Geothermobarometer von TRIBOULET (1992) berechnet wurden (z.B. SCHULZ et al. 1994). Somit stellt sich die Frage, ob es sich (1) um einen Kalibrierungsfehler des Geothermobarometers handelt, oder (2) solche "Temperaturnasen" tatsächlich in Amphiboliten üblich sind, oder (3) ein, durch intrudierende Plutone produzierter, thermischer "Überschuß" vorliegt (vgl. SPEAR et al. 1984). (4) könnte eine Rejustierung des geothermischen Gradienten erfolgt sein.

Möglichkeiten (1) und (2) erfordern umfangreiche Untersuchungen an einer Vielzahl von Grüngesteinen aus unterschiedlichen Regionen. Da diese nicht vorliegen, können beide Möglichkeiten weder bejaht noch verneint werden.

Charakteristisch für Szenario (3) sind isobare Aufheizungen von z.T. mehreren 100°C (SPEAR et al. 1990). Im Untersuchungsgebiet drangen am Ende von D₂ der Granit von Montées-Pélessier und der Pormenazgranit synkinematisch in Scherzonen auf (Kap. 4, 5, 8). Nun könnten diese Plutone anstandslos als Quelle für die Aufheizung betrachtet werden, doch steht dem die Beobachtung entgegen, daß in den benachbarten Phylliten und Grauwacken, die eine grünschieferfazielle (Chloritzone) Metamorphose erfuhren (Kap. 4.4), keine Kontathöfe entwickelt sind, die eine Aufheizung der Hüllgesteine während und nach der Plutonplatznahme belegen könnten. Vermutlich wurde die Überschuwärme in den als Wegsamkeiten für das Aufdringen der Granite dienenden Scherzonen selbst abgeführt.

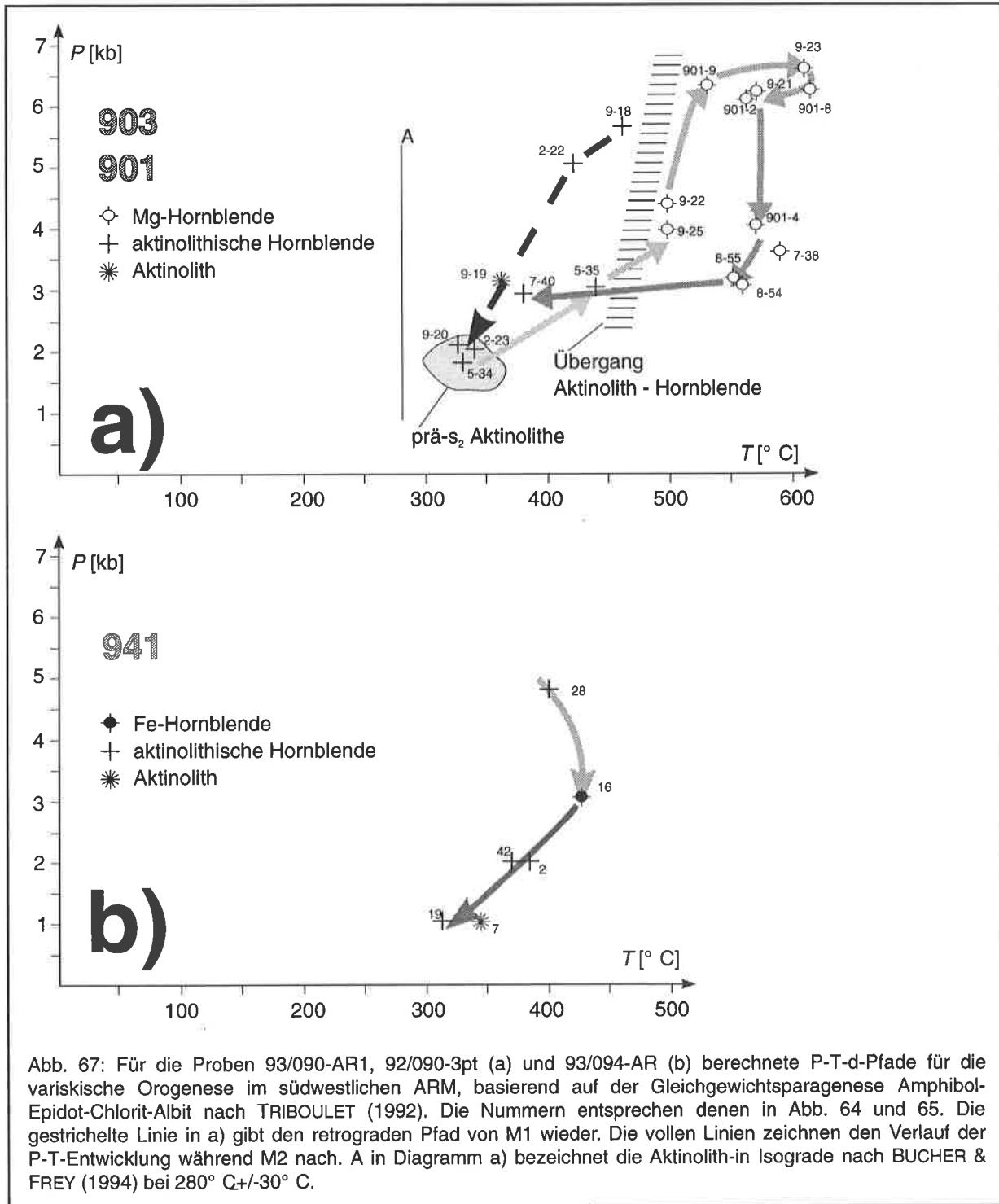
Die vierte Möglichkeit erfordert eine Zeit ohne Vertikalbewegungen, die existiert haben kann, aber nicht nachzuweisen ist.

Die anschließende isothermale Dekompression setzt Hebungsraten voraus, die wesentlich über den durchschnittlichen Erosionsraten liegen, und weist somit auf eine aktive Hebung der Einheit hin (ENGLAND & RICHARDSON 1977). Die abschließende quasiisobare Abkühlung zeigt die Verlangsamung des Hebungsprozesses an, wodurch das thermische Gleichgewicht eingestellt werden konnte.

In der Probe **93/094-AR** zeigen alle gemessenen Kristalle einen Zonarbau, der bei retrograder P-T-Entwicklung angelegt wurde. Aktinolithe und aktinolithische Hornblenden ummanteln Hornblendekerne. Der XMg steigt von 0,5 auf 0,64 an. Mit ihm nehmen Si und Mg zu, Al, Na und K aber ab (Werte vgl. Tab. 18). Der Al-Gehalt beträgt in den Epidoten maximal 2,6. Die Chlorite streuen erheblich in ihrem Al^{IV}-Gehalt (zwischen 2,44 und 1,5; Analysen mit Gehalten < 2,1 befinden sich an Amphibolrändern oder haben anomal hohe CaO-Gehalte von bis zu 2 Gew.-%), ohne daß sich dabei eine Abhängigkeit vom XMg zeigt (0,47 - 0,40).

Die retrograd zonierte Amphibole ergeben einen *P-T-d*-Pfad, der bei 400°C und 4,8 Kb ansetzt, und in leichtem Bogen über den Wert 430°C, 3 kb zu minimalen Kristallisationsbedingungen der Ränder bei etwa 1

kb und 320°C führt (Abb. 67b). Das Erreichen des Temperaturmaximums nach dem maximalen Druck ist typisch für rein durch Hebung kontrollierte P-T-Pfade (ENGLAND & THOMPSON 1984, THOMPSON & ENGLAND 1984, SPEAR et al. 1984).



6.2.1.5 Gesamte P-T-Entwicklung in den Metabasiten

Im **Westlichen Gneiskomplex** konnte in der Probe **92/075-2G** nur das s₁-Element der gesamten P-T-Schleife rekonstruiert werden. Eine Abschätzung der P-T-Entwicklung kann mit Hilfe des Diagrammes Al^{VI} vs. (Na+K)_A (Abb. 64) versucht werden. Die Al^{VI}-Gehalte fallen zunächst leicht ab, um dann umso stärker zum Rand hin anzusteigen. Dies impliziert insgesamt eine Druckerhöhung. Da die Temperatur gleichzeitig kontinuierlich von

ca. 700°C auf etwa 550°C abnahm, ergibt sich ein gegen den Uhrzeigersinn gedrehter *P-T-d*-Pfad. Die sehr hohen initialen Temperaturen werden durch migmatische Gneise, die die Grüngesteine umgeben, gerechtfertigt.

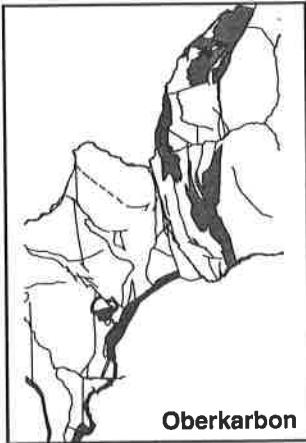
Für ein **erstes thermisches Ereignis im Grüngesteinskomplex ("M1")** waren aufgrund der Zusammensetzung der Mineralparagenese Drucke nur für das letzte Inkrement im Dünnschliff 92/090-3pt (Abb. 67a) bestimmbar. Die Entwicklung der Temperaturverhältnisse geht anhand der mit dem Geothermometer B von HOLLAND & BLUNDY (1994) bestimmten Temperatur aus Tab. 2 hervor. In den Proben 92/095-2G und 93/090-1AR blieb das initiale Segment mit einem Anwachsen der Temperatur im Kern der Kristalle erhalten. Die erste beobachtbare Temperatur beträgt etwa 550°C. Das Temperaturmaximum wird bei 730 bis 750°C erreicht. Die Ränder wurden z.T. unterhalb von 600°C gebildet. Für einen Punkt im Randsaum von Amphibol I im Dünnschliff 92/090-3pt wurden Temperaturen von 560 bis 590°C (in Abhängigkeit von *P*) berechnet. Dieselbe Analyse ergab bei Verwendung des Geothermobarometers von TRIBOULET (1992) Werte von 470°C und 5,6 kb. Neben den kristallchemischen Daten deutet auch das Vorhandensein von Chlorit und/oder aktinolithischer Hornblende in einigen Kernen auf ein progrades Temperatursegment am Beginn der Bildung der Ti-Mg-Hornblenden hin; folgerichtig wäre auszuschließen, daß es sich bei M1 um ein rein magmatisches Ereignis handelt (vgl. Kap. 3.4). Zudem lassen sich für den Rand von Amphibol I Drucke von maximal ca. 5 kb berechnen. Diese passen zu Eruptivgesteinen nur, wenn es sich bei den untersuchten Kristallen um in der Magmenkammer gebildete Einsprenglinge handelte.

Beständig fallende Al^{VI}-Gehalte bei sich zunächst erhöhender und dann abnehmender Summe für (Na+K)_A können zusammen als im Uhrzeigersinn gedrehter *P-T-d*-Pfad mit einer deutlichen Dekompression bei gleichzeitigem Temperaturanstieg und anschließender Verringerung von Druck und Temperatur gedeutet werden. Eine solche Rotation im Uhrzeigersinn mit einer deutlichen Dekompression bei Temperaturzunahme zeigen *P-T-t*-Pfade, die im wesentlichen durch Krustenverdickung und subsequente Erosion bzw. Hebung kontrolliert werden (ENGLAND & THOMPSON 1984, THOMPSON & ENGLAND 1984, SPEAR et al. 1984). Sowohl das Überschieben auf eine kältere tektonische Einheit als auch die Unterschiebung einer solchen kann diese Abkühlung bewirkt haben.

Die Bedeutung von M1 bleibt unklar, da Amphibol I keiner im Gestein entwickelten Struktur zugeordnet werden können. Die chemische Zonierung der Kristalle und einige petrographische Beobachtungen ermöglichen es, diese Amphibolgeneration zu einer älteren Metamorphose zu stellen (Diskussion siehe auch Kap. 6.2.2.1), deren Alter und Ursache aber unbekannt bleiben. Beim gegenwärtigen Kenntnisstand darf aber nicht ausgeschlossen werden, daß die Kristalle syn-M2 verändert, d.h. alteriert wurden oder den primären magmatischen Bestand repräsentieren.

Eine **spätere Metamorphose M2, syn-s_{1,2}** war im **Grüngesteinskomplex** vollständig erfassbar. Im Prarion-Massiv konnte ein im Uhrzeigersinn gedrehter *P-T-d*-Pfad rekonstruiert werden, der in der unteren Grünschieferzone beginnt und endet, und sein *P-T*-Maximum bei ca. 6,6 kb und 620°C (Abb. 67a) erreicht. Im Vergleich zeigt sich eindeutig, daß die Gesteine östlich des Granites von Montées-Pélissier während M2 eine etwas anders verlaufende und geringere metamorphe Überprägung erfahren haben, als die westlich des Granites gelegenen. Dies läßt sich darauf zurückführen, daß eine vertikal orientierte Bewegungskomponente in den Scherzonen am West- und am Ostrand des Granites und am tektonischen Kontakt zu den auflagernden unterkarbonischen Gesteinen zu einem relativen Aufstieg des Prarion-Massives geführt haben. Diese Relativbewegungen können im Verlauf von D₂-D₄, während der oberkarbonischen Beckenbildung (Kap. 7 und 8) und/oder während der alpinen Orogenese stattgefunden haben.

7 Postmetamorphe Sedimentation im Oberkarbon¹



BERTRAND (1926) konnte anhand von Pflanzenfossilien schwachmetamorphe schwarze Tonschiefer und damit assoziierte gröberklastische Gesteine dem oberen Westphal D zuordnen (ausschlaggebend war der Fund von *Mixoneura ovata* sp., wodurch die Vorkommen im Aiguilles-Rouges-Massiv mit dem Böhmischem Massiv und anderen Teilen des variskischen Grundgebirges korrelierbar wurden). LAURENT (1967) und LOX (1983) bestätigten dieses Alter durch zusätzliche Bestimmungen (alterskritisch ist *Imparipteris* (*Neuropteris*) *ovata* Hoffmann).

Oberkarbonische Gesteine streichen auf der Montagne de Pormenaz, um Montvauthier und, damit zusammenhängend, östlich von le Coupeau sowie an der Basis der Morcles-Decke westlich der Arve aus. Im Folgenden werden die drei Vorkommen getrennt voneinander vorgestellt.

7.1 Autochthones Oberkarbon

7.1.1 Das Oberkarbon der Montagne de Pormenaz

Der nördliche Teil der Montagne de Pormenaz eignet sich aufgrund der Aufschlußverhältnisse am besten zum Studium der oberkarbonischen Gesteine. Diese wurden bereits von LAURENT (1967) und LOX (1983) bzw. LOX & BELLIERE (1993) untersucht und in zwei Abfolgen unterteilt ("formation finement détritique und grossièrement détritique" bzw. "formation inférieure und supérieure"). Anlaß dazu war das Vorkommen von mittelgrauen Konglomeraten einerseits und schwarzen Tonschiefern bis Sandsteinen andererseits, die im wesentlichen getrennt voneinander ausstreichen.

Die schwarzen Tonschiefer, deren Farbe von einem hohen Anteil an organischer Substanz herrührt, bestehen bei genauerer Betrachtung aus einer mm- bis dm-feinen Wechsellagerung von Tonsteinen bis feinkörnigen Sandsteinen. Pflanzenhäcksel, selten auch gut erhaltene Pflanzenfossilien, in z.T. lagerstättenartigen Anreicherungen, konzentrieren sich in den Tonsteinhorizonten, während die Sandsteine oft sehr reich an detritischen Glimmern sind. Als sedimentäre Strukturen blieben gradierte Schichtungen, Schrägschüttungen, Belastungsmarken und Wellenrippel (Kämme spalten auf!) erhalten.

Östlich der Chalets de Moëde und im Bereich der Pointe Noire de Pormenaz (also entlang der Pormenaz-Störung) streicht eine maximal ca. 100 m mächtige Serie mittelgrauer, gebankter Konglomerate aus, deren Korngröße 5 mm zumeist nicht überschreitet. Als Klasten kommen Kristallingeröllchen und Bruchstücke von Quarzsegregatgängen vor. Zwischen den 50 cm bis 2 m dicken Bänken, die häufig eine gradierte Schichtung zeigen, können vereinzelt mehrere 10er cm mächtige, schwarze, feinkörnige Lagen vorhanden sein, die stellenweise erosiv in die Konglomeratbänke eingreifen.

In der Umgebung und südlich des Lac de Pormenaz vorkommende graue Block-Konglomerate bestehen aus bis zu 80 cm großen (max. Durchmesser lagenweise variierend, im Durchschnitt etwa 15 cm), gerundeten Klasten, die in eine feinkörnigere (d.h. wenige mm bis cm durchmessende Klasten), schlecht sortierte Matrix eingebettet sind. Als Klasten kommen Bruchstücke des Pormenazgranites und des umlagernden Kristallins, Grungesteinsfragmente und zumeist unter 3 cm lange, kaum gerundete Stücke schwarzer Tonsteine vor. An

¹ Siehe hierzu auch: DOBMEIER, C. & RAUMER, J. F. VON (1995) und DOBMEIER, C. (1996).

der Basis der Abfolge (detailliert beschrieben von LOX 1983), die eindeutig erosiv in den Pormenazgranit eingreift, befinden sich wiederholt Arkosen.

Neben mehrere m mächtigen, schwarzen Ton- und Sandsteinlinsen sind in den grobbankigen Block-Konglomeraten rotbraune, feinkörnige Karbonatbänke von 5 bis 30 cm Mächtigkeit eingebettet (Position in Anlage 1 mit "F" gekennzeichnet), die sich lateral verzweigen können.

Die Mächtigkeit der Bänke beläuft sich auf 1 bis 3 m. Selten ist eine graduierte Schichtung nachvollziehbar, zumeist liegen die groben Komponenten aber nesterartig in der Matrix. Häufig blieben Trockenrisse erhalten. Alle Sedimentstrukturen weisen darauf hin, daß die Block-Konglomerate als breiartig geflossene debris-flows abgelagert wurden, wobei der Sedimentationsraum zeitweise trocken fiel. Die Karbonatlagen können als Playa-Sedimente gedeutet werden, die während der Trockenzeiten entstanden (REINECK & SINGH 1980).

Im Zuge der Neuaufnahme der Montagne de Pormenaz (1993) gemachte Beobachtungen führten zur Neugliederung des Vorkommens: Die Zweiteilung wurde beibehalten, doch zeigt sich im Kartenbild deutlich, daß die entlang der Pormenaz-Störung ausstreichenden Konglomerate alluviale Schüttungsfächer innerhalb der schwarzen Tonschiefer bilden. Dementsprechend werden beide zu einer Serie zusammengefaßt und von den Block-Konglomeraten abgetrennt.

LOX (1983) bzw. LOX & BELLIERE (1993) bezeichneten die Konglomerate als liegende Serie, was im wesentlichen dadurch begründet wurde, daß ein sedimentärer Kontakt zum Unterlager allein in den Block-Konglomeraten aufgeschlossen ist. Dementgegen vertrat LAURENT (1967) die Ansicht, daß die Block-Konglomerate auf den Tonschiefern aufliegen. Da der Kontakt zwischen beiden Serien stets tektonischer Natur ist, gibt er selbst keine Auskunft über die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse. Hinweise darauf ergeben sich aus dem Klasteninhalt und den rotbraunen Lagen in den Block-Konglomeraten. Da die schwarzen, kaum gerundeten Klasten keine augenfällige metamorphe Überprägung aufweisen, kann es sich dabei allein um resedimentierte schwarze Tonschiefer handeln. Diese müssen also bereits existiert haben. Weiterhin belegt die Schwarzfärbung der Tonschiefer und Sandsteine ein humides Klima für den Bildungszeitraum. Dies stimmt mit der paläontologischen Datierung überein. Die Rotfärbung der feinkörnigen Lagen ("red layers") innerhalb der Block-Konglomerate geht z.T. auf die Fe-Überzüge der Klasten und z.T. auf Fe-reiche Karbonate zurück. Erstere entstehen aber nur bei arider Verwitterung. Die Gesamtheit der Sedimentstrukturen weist ebenfalls auf einen ariden bis saisonal humiden Ablagerungsraum hin. Nach KRÄINER (1993) erfolgte der Übergang vom humiden zum ariden Klima im Alpenraum an der Wende Karbon - Perm. Dementsprechend können die Block-Konglomerate eher dem Stephan zugeordnet werden, wie von LAURENT (1967) bereits vorgeschlagen.

7.1.2 Oberkarbon zwischen Montvauthier und les Houches

Die wesentlich schlechteren Aufschlußverhältnisse in diesem zumeist bewaldeten Gebiet vereitelten weitgehend die Aufgliederung der Gesteine im Kartenbild. Die von BUJAN (1989) vorgestellte Situation war nicht nachvollziehbar.

Im Unterschied zur Montagne de Pormenaz kommen keine Block-Konglomerate vor. Die in vorwiegend mittelkörnigen klastischen Gesteinen eingebetten Konglomerate sind zumeist schwarz oder dunkelgrau. Weiße Trümmer von Quarzsegregatgängen bilden den Hauptbestandteil der oft angularen, bis 3 cm Kantenlänge messenden Klasten. Weiterhin kommen Bruchstücke von Gneisen etc., Grüngesteinen und schwarzen Tonsteinen vor. Zwischen den häufig kreuzgeschichteten und gradierten Konglomeratbänken (bis 1 m mächtig) befinden sich fast immer feinkörnige Lagen, in die die Konglomerate in Form von Belastungsmarken eingreifen. Nach S hin wird die lagige Trennung zwischen Konglomeraten einerseits und Ton- bis Sandsteinen andererseits immer mehr aufgelöst. Die insgesamt feinkörniger werdenden Konglomerate kommen zumeist in Form von grobkörnigen Schüttungen vor, die lateral schnell auskeilen. In den ebenfalls oft gradierten feinkörnigen Lagen blieben Wellenrippel erhalten. Detritische Glimmer konzentrieren sich auf die sandigen Lagen, während Pflanzenhäcksel und Fossilien eher in den Tonschiefern zu finden sind.

Allein westlich der Frête de la Voegalle, wiederum im Kontaktbereich mit der Pormenaz-Störung, stehen mittelgraue Konglomerate an, die denen östlich der Chalets de Moëde entsprechen. Auch hier ergibt sich aus dem Kartenbild ein fächerartiges Eingreifen der Konglomerate in die Tonschiefer.

7.1.3 Zusammenfassung der autochthonen Vorkommen

Die Vorkommen der Pormenaz und der Region nördlich von les Houches weisen viele Gemeinsamkeiten auf. Da sie allein durch die Diosaz-Schlucht getrennt werden, steht m.E. der Zusammenfassung zum **oberkarbonischen Becken von Pormenaz - Coupeau** nichts im Wege.

Das Becken besteht aus einer basalen Serie aus feinkörnigen Sedimenten, die reich an organischem Material sind. In diese ragen wiederholt als alluviale Schüttungsfächer interpretierte Lagen grobkörnigerer Gesteine hinein. Die Anlieferung des Schüttungsmaterials erfolgte aufgrund der Fächerform von Osten her.

Die Gesamtheit der genannten sedimentpetrologischen Argumente spricht dafür, daß es sich um ein intramontanes Becken gehandelt hat, das von ausgedehnten Kohlesümpfen (schwarze Tonschiefer, reich an Pflanzenhäcksel) mit mäandrierenden Flüssen (Konglomeratschüttungen, Gradierung) bedeckt war (TUCKER 1985, EINSELE 1992). Die Tatsache, daß offensichtlich nur von einer Seite her in erheblichem Umfang Material in das Becken hineintransportiert worden ist, weist auf eine aktive Störung an seinem Ostrand hin (NILSEN & MCLAUGHLIN 1985). Die Anlage des Beckens setzte spätestens im Westphal D ein.

Zu einem späteren Zeitpunkt, vermutlich im oberen Stephan, entstanden in einem ariden bis saisonal humiden Klima sehr grobe Konglomerate. Die Block-Konglomerate können eigentlich nur durch eine Reliefversteilung erzeugt worden sein, die auf tektonische Aktivitäten zurückgeht. FABRE et al. (1987) geben die wiederholte, tektonisch induzierte Schüttung grober Sedimente im Stephan innerhalb der Zone Houlliere an.

Der Existenz einer spätestvariskischen Deformation und Metamorphose, wie sie wiederholt gefordert worden ist (LOX 1983, SOLEY, 1985, BUJAN 1989, LOX & BELLIERE 1993) war nicht belegbar. Vielmehr konnte gezeigt werden (DOBMEIER & VON RAUMER 1995, DOBMEIER 1996), daß die oberkarbonischen Gesteine während der alpinen Orogenese gemeinsam mit mesozoisch-känozoischen Gesteinen eine intensive Deformation (Schieferung, Faltung) erfuhren. Die alpine Überformung beschreibt ausführlich DOBMEIER (1996).

7.2 Allochthones Oberkarbon

ÉPARD (1990) ordnete die südlich des Prarion und im Bon-Nant-Tal anstehenden oberkarbonischen Gesteine der allochthonen Einheit von Vervex zu, die sich zwischen den autochthonen Gesteinen (variskisch konsolidierte Gesteine mit autochthoner mesozoischer Bedeckung) und der Morcles-Decke befindet.

Zumeist handelt es sich um schwarze bis dunkelgraue Tonschiefer bis Sandsteine, die im mm- bis m-Bereich miteinander wechsellagern. Auffällig ist der Reichtum an detritischen Glimmern. Dunkelgraue bis schwarze, zumeist feinkörnige Konglomerate streichen im wesentlichen nur im Bereich der Überschiebungsbahn zwischen Autochthon und der Vervex-Einheit aus.

Die alpine Verformung der Einheit wird ausführlich von DOBMEIER (1996) beschrieben.

8 Zusammenfassung und Diskussion der Ereignisse im Verlauf des variskischen Zyklus

Zum besseren Verständnis wurde die Zusammenfassung und ein Teil der Diskussion in die drei Teile Lithologie-Petrographie (Protolithenbestimmung, prämetamorphe Situation), strukturelle Entwicklung (Deformationen) und Metamorphose unterteilt. An die Zusammenfassung des Metamorphoseverlaufes schließt sich eine Diskussion an, die in ein Modell für den Verlauf der spätvariskischen Kollision mündet. Eine Zusammenfassung der Ereignisse während der alpinen Orogenese und deren Auswirkungen auf die älteren Gefüge schließt sich an. Den Abschluß bildet ein Ausblick auf zukünftige Aktivitäten, die mir am dringlichsten erscheinen.

Lithologie-Petrographie:

Der variskisch entstandene Anteil des Untersuchungsgebietes wurde in sechs lithotektonische Einheiten gegliedert, von denen drei vermutlich bereits vor der variskischen Orogenese existiert haben (Westlicher Gneiskomplex, Östlicher Gneiskomplex, Grüngesteinskomplex), während die anderen drei (unterkarbonische Gesteine, synkinematische Granite, oberkarbonisches Becken) in ihrem Verlauf entstanden.

Die Gesteine des **Westlichen Gneiskomplexes** (WGK) repräsentieren eine klastische Sequenz mit einer zeitweiligen vulkanischen Aktivität (Grüngesteine, Amphibolite). Das Alter der Sedimente, in die der erstmals beschriebene Meta-Leukogranit (Muskovit-Quarz-Feldspatgneis) von *les Plagnes* intrudierte, war nicht bestimmbar. Der Pluton selbst wurde noch nicht datiert. Zu beachten bleibt, daß Leukogranite generell nur in Kollisionsszonen entstehen (PEARCE et al. 1984, HARRIS et al. 1986, PITCHER 1993). CHIARADIA (1992, 1993) konnte schlüssig nachweisen, daß die wesentlich kleineren Meta-Leukogranite vom *Lac de Salanfe* (nordöstliches Aiguilles-Rouges-Massiv) synkollisional vor Ausbildung der, unter retrograden Metamorphosebedingungen angelegten, Hauptfoliation aufdrangen. Der Meta-Leukogranit von *les Plagnes* ist in seiner strukturellen Position älter, zeigt er doch dieselbe Gesamtdeformation wie die umlagernden Gneise.

Als problematisch für die Klärung der relativen Altersabfolge innerhalb des Westlichen Gneiskomplexes erweist sich die Tatsache, daß innerhalb des Meta-Leukogranites vorkommende Amphibolite die gleiche chemische Zusammensetzung haben wie innerhalb der Gneise ausstreichende Amphibolite. Der Chemismus spricht für ein durch Krustendehnung ermöglichtes Aufdringen der Metabasite. Zudem unterscheiden sich die Amphibolite in der Gesamtdeformation nicht von den umlagernden Gesteinen.

Zwei Modelle können dem Rechnung tragen:

Modell 1: Die Koinzidenz der Amphibolitzusammensetzung ist rein zufällig. Die Amphibolite innerhalb der Gneise drangen bereits vor der Granitintrusion auf; als möglicher Zeitraum kommt dafür z.B. das Ordovizium in Frage (vgl. VON RAUMER et al. 1990, 1993). Amphibolite innerhalb des Meta-Leukogranites gehören einer nachfolgenden (evtl. lamprophyrischen) Gangschar an.

Modell 2: Die Intrusion des Meta-Leukogranites steht in Zusammenhang mit einer älteren orogenen Phase (z.B. Devon), während die Platznahme aller Amphibolite im Unterkarbon, simultan mit der Anlage des unterkarbonischen Sedimentbeckens (vgl. Kap. 4), erfolgte.

Nur durch absolute Altersdatierungen des Meta-Leukogranites und der von Gneisen umflossenen Amphibolite kann entschieden werden, welches der beiden Modelle zutrifft.

Der **Östliche Gneiskomplex** (ÖGK) setzt sich ebenfalls im wesentlichen aus Gneisen und Glimmerschiefern zusammen, die vermutlich auf klastisches Ausgangsmaterial zurückgehen. Wenige Amphibolitlinsen und Lagen feldspatreicher Gesteine belegen einen magmatischen Einfluß.

Aufgrund der chemischen Zusammensetzungen der Gesteine kann gefolgert werden, daß die Petrogenese des **Grüngesteinskomplexes** (GGK) von einer Subduktionszone bestimmt wurde. Ausgeprägt negative Nb-Ta-Anomalien sowie Gesamtgehalte und Verteilungsmuster der Seltenerdelemente sprechen für einen Inselbogen als Aufdringbereich. Jedoch kann allein in Verbindung mit absoluten Altersdatierungen endgültig geklärt werden, ob der Grüngesteinskomplex präkollisional an einem aktiven Plattenrand oder synkollisional in einem

Extensionsbereich innerhalb der Kollisionszone, wie dies MÉNOT (1987) für die Serien von Rioupéroux und Livet fordert, entstanden ist.

Im Visé (BELLIERE & STREEL 1980) wurden in vermutlich intramontanen Becken klastische Gesteine sedimentiert, die von zumeist gangartig vorkommenden Magmatiten durchschlagen wurden. Diese **unterkarbonische Einheit** (Visé) belegt für diesen Zeitraum eine Extension (BURG et al. 1994, SCHALTEGGER & CORFU 1995).

Der **Monzogranit von Montées-Pélissier** (MPG) drang eindeutig synkinematisch während der spätvariskischen Orogenese in einer N-S streichenden dextralen Transpressionszone bei bereits abnehmenden P-T-Bedingungen auf. Im Vergleich zeigt der Pormenazgranit (PG) einen wesentlich komplexeren Aufbau. Die vorhandenen Gesteinstypen (Leukogranit, porphyrischer Granit, gleichkörniger Granit, vmtl. Aplite) drängen den Vergleich mit dem Vallorcine-Granit (VG) auf. Im Analogschluß wurde der Pormenazgranit in seiner strukturellen Position dem Granit von Montées-Pélissier gleichgesetzt.

Vermutlich ab dem Westphal D (BERTRAND 1926) abgelagerte klastische Gesteine des **oberkarbonischen Beckens von Pormenaz - Coupeau** (PCB) zeigen eine erhebliche Faziesdifferenzierung. Gesteine und Sedimentstrukturen sind typisch für oberkarbonische intramontane Becken, die mit sogenannten "Kohlesümpfen" bedeckt waren. Der von Osten her erfolgte Eintrag grobkörniger alluvialer Schüttungsfächer in die feinkörnigeren Beckensedimente weist darauf hin, daß sich an der östlichen Grenze des Beckens eine aktive Störung (? Pormenaz-Störung) befunden hat. Eine erneute tektonische Aktivität (vmtl. im Stephan) wird durch sehr grobkörnige Konglomerate angezeigt.

Deformation:

Eine erste, mit einer migmatischen Paragenese verbundene, Foliation blieb nur in den migmatischen Gneisen des Westlichen Gneiskomplexes makroskopisch erhalten. Die um W - E streichenden s-Flächen sind mit einem steilstehenden Linear versehen. Da es vermutlich zu nachfolgenden Verstellungen der Flächen kam, erschien die Ermittlung der Spannungsachsen als nicht sinnvoll.

Die in allen prä-Namur existenten Einheiten entwickelte, penetrative Foliation streicht generell N - S. Streckungslineare, Faltenachsen, Reißklüfte und zusätzlich zur Hauptfoliation angelegte Flächen ermöglichen die Ermittlung der Paläostressachsen mit δ_1 in WSW - ENE, der Hauptextension δ_3 in NNW - SSE und einer subvertikalen δ_2 -Achse. Alle Schersinnindikatoren belegen einen dextralen relativen Schersinn bei einfacher Scherung in einem heterogenen Stressfeld. Die Konsistenz des gesamten Gefügeinventares aller lithologischen Einheiten spricht dafür, daß diese gemeinsam der spätvariskischen Deformation unterlagen. Das Fehlen der ersten Deformation in den beiden Graniten steht in Einklang mit ihrem Aufdringen während der Deformation. Für den Granit von Montées-Pélissier kann gezeigt werden, daß er als Wegsamkeit die konstruierte Achsenflächenebene des Arve-Synklinoriums benutzt hat. Er drang also erst auf, nachdem diese D_2 -Megastruktur (die penetrative Foliation ist die zugehörige Achsenflächenschieferung) bereits angelegt war. In bezug auf das Arve-Synklinorium möchte ich darauf hinweisen, daß auch für Großstrukturen im zentralen Aiguilles-Rouges-Massiv eine Entstehung syn- D_2 belegbar ist (z.B. N - S streichende Mulde der *Tête du Bechat*).

Alle s_2 überformende Gefügeelemente weisen gleiche Orientierungen auf. Sie entstanden bei abnehmender Temperatur in einem beständig etwa gleich orientierten Stressfeld. Die Überfaltung der Hauptfoliation um flach nach N oder S abtauchende Faltenachsen (B_3), deren zugehörige Achsenflächenschieferung flach nach E bis ESE einfällt, tritt besonders deutlich in den Phylliten und in Nähe der Überschiebungsbahn der Frête de la Vogelle hervor. Die D_2 - D_3 -Gesamtstruktur der letztgenannten Lokalität ergibt eine flower-structure-artige Form. Bei den Phylliten läßt sich kein Zusammenhang zwischen der Überfaltung und einer aktiven Überschiebung herstellen, da keine Überschiebung aufgeschlossen ist. Die Zuordnung erfolgte allein im Analogschluß. Gefüge der als D_3 und D_4 bezeichneten Deformationen kommen immer getrennt voneinander vor, Überschneidungskriterien existieren nicht. Dies kann auf die Gleichzeitigkeit der Gefügeentwicklung zurückgehen. Unterstützt wird diese Interpretation dadurch, daß beide Deformations-"Phasen" mit derselben Mineralparagenese vergesellschaftet sind.

JOYE (1989) und eigene Beobachtungen haben gezeigt, daß ähnliche Deformationsbedingungen (relativ dextraler Schersinn, einfache Scherung, subhorizontale δ_1 - und δ_3 -Achse) auch im zentralen Aiguilles-Rouges-Massiv herrschten. Dementsprechend wurde versucht, ein für das gesamte Massiv gültiges Stressfeld zu rekonstruieren (Abb. 68d).

In den nördlich des Vallorcine-Granites ausstreichenden Gneisen wies JOYE (1989) einen konstriktionalen Strain für die Deformation $D_1 - D_2$ nach; die Gesteine erfuhren eine erhebliche Dehnung parallel zur subhorizontalen Streckungsfaser (Abb. 68b). Für die Platznahme des Granites von Montées-Pélessier wurde ein oblater Strain ermittelt. Offensichtlich fand also während des betreffenden Inkrementes von D_2 auch eine subvertikale Dehnung der Gesteine statt, die den Aufstieg der Einheiten innerhalb der Konvergenzzone ermöglichte. Die Exhumierung der Gesteine begann somit auf jeden Fall bereits während der Kompression.

Aufgrund der Tatsache, daß die Deformation in einem Stressfeld mit subhorizontaler Kompressions- und Haupttextensionsachse unter Bedingungen der einfachen Scherung bei einer Verkürzung der Scherzonenbreite erfolgte, kann das Aiguilles-Rouges-Massiv als dextrale Transpressionszone aufgefaßt werden. Neuere Untersuchungen (DIAS & RIBEIRO 1994) zeigen, daß entgegen der klassischen Theorie von SANDERSON & MARCHINI (1984) in Transpressionszonen auch ein konstriktionaler Strain auftreten kann. Die zeitliche Variation der Verformungsbedingungen (und damit des inkrementellen Strains sowie der entwickelten Gefüge) kann allein auf die Veränderung der Verformungsrate (während der Kompression!) zurückgeführt werden.

Die Gesamtheit aller Beobachtungen führte zur Aufteilung der kompressiven Deformation in drei aufeinanderfolgende "Phasen":

Phase 1: Anlage der Foliation s_1 , konserviert in den migmatischen Gneisen. Eventuell entstand diese Flächenschar während einer frühen Überschiebungsphase (Abb. 68a).

Phase 2: Sie umfaßt das Frühstadium von D_2 , im Folgenden D_{2a} genannt, mit der Entwicklung von s_2 gemeinsam mit subhorizontal liegenden str_2 und B_2 . Die enorme Dehnung der Einheiten wird durch viele, subvertikal stehende Reißklüfte, intrakristalline Streckungsbereiche und durch den konstriktionalen Strain angezeigt (Abb. 68b).

Phase 3: Ein auf den nach wie vor aktiven s_2 -Flächen befindliches, steil abtauchendes Linear str_+ belegt, daß zu einem späteren Zeitpunkt hauptsächlich subvertikale Bewegungen stattfanden (D_{2b}). In Verbindung mit flachen Überschiebungen (als D_3 -Strukturen abgetrennt) ergibt sich das Bild einer positiven flower-structure. Mehr oder weniger gleichzeitig drängen in s_2 -parallelen, dextralen Scherzonen Granite auf. Die Intensität der in etwa senkrecht zur Hauptfoliation s_2 stehenden kompressiven Hauptnormalspannung nahm deutlich ab: Der konstriktionale Strain ging dadurch in einen Oblaten über; die Heraushebung der Gesteine ermöglichte eine nun auch subvertikal erfolgende Extension.

Die Achsen des für D_5 ermittelten Paläostressfeldes liegen subparallel zu den Stressfeldachsen von D_2 . Somit kann die semiduktile bis spröde Deformation D_5 mit zur Phase 3 gestellt werden, die folglich Gefüge von D_{2b} bis D_5 umfaßt (Abb. 68c). Die Unterschiede zwischen D_{2a} und D_{2b-5} gehen auf das Nachlassen der Kompression und die dadurch bewirkte Heraushebung der Gesteine (Abkühlung!) zurück.

Die Anlage der intramontanen Becken ab dem obersten Westphal kann in Verbindung mit der, mit dem Kollaps der verdickten Kruste einhergehenden, finalen Extension am Ende des variskischen Zyklusses gesehen werden (MÉNARD & MOLNAR 1988, BURG et al. 1994). Die Becken entstanden parallel zu älteren Strukturen (Abb. 68d). Ob der Vallorcine-Granit ebenfalls in einem insgesamt extensionalen Stressfeld aufgedrungen ist, kann nur durch Deformations- und Verformungsanalysen im oder am Rand des Granites festgestellt werden. Die Zumischung von Mantelmaterial zur aufgeschmolzenen Unterkruste (BRÄNDLEIN 1991, BRÄNDLEIN et al. 1994) deutet darauf hin (vgl. z.B. HUTTON & REAVY 1992).

Das Einsetzen der Deformation steht nur für die Phyllite eindeutig fest: Durch ihre Sedimentation im (oberen) Visé (BELLIERE & STREEL 1980) können sie frühestens im Namur in die Deformation miteinbezogen worden sein. Es ist zu vermuten, daß die Überformung der anderen Einheiten nicht wesentlich früher eingesetzt hat. Absolute Datierungen stehen allerdings noch aus.

Im benachbarten Mont-Blanc-Massiv datierten BUSSY & VON RAUMER (1993) eine dextrale Blattverschiebungszone auf 317 ± 2 Ma (U/Pb an Monazit, konkordant).

Metamorphose:

Der Metamorphosegrad nimmt von den Gneisen über den Grüngesteinskomplex zu den Phylliten hin beständig ab, wobei zwischen den tektonischen Einheiten eindeutig Hiata existieren.

In beiden **Gneiskomplexen** kommen Migmatite (im ÖGK allerdings außerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes) vor, die zumeist erheblich retrograd überprägt wurden. Eine Ausnahme bildet das Migmatitvorkommen bei Montivon, deren geringe postmigmatische Überprägung vermutlich auf eine verformungsarme Position zurückgeht.

Im **Westlichen Gneiskomplex** ergaben für eine Metamorphose syn- s_1 Granat-Biotit- und Amphibol-Plagioklas-Geothermometer maximale Temperaturen von etwa 700°C, die zudem von den Mg-Gehalten der Phengiten bestätigt werden. Die angewendeten Granat-Plagioklas-Geobarometer ergaben Drucke von etwa 9 kb für dieses Stadium. Sowohl aus der Granat- als auch aus der Amphibolzonierung folgt, daß die Maximaltemperaturen vor dem Druckmaximum von etwa 10-11 kb (bei ca. 600°C bis 650°C) erreicht waren. Die Phengite belegen maximale Drucke von ca. 8 kb (Minimalabschätzung!). Somit erscheinen die relativ hohen berechneten Drucke realistisch; die untersuchten Gesteine befanden sich syn- s_1 im Feld der druckbetonten oberen Amphibolitfazies (vgl. SPEAR 1993). Die gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Pfadform wird durch die Zonierungen von Amphibol, Granat und phengitischen Hellglimmer belegt. Die bei weiterem Druckanstieg (bis ca. 11 kb) erfolgte Abkühlung resultiert höchstwahrscheinlich aus der Aufschiebung einer kälteren Einheit. Dies steht im Einklang mit P - T - d -Pfad, die an Grüngesteinen des Prarion-Massives ermittelt wurden.

Die Metamorphose M - s_2 wird nur in ihren Maximalbedingungen durch die syn- s_2 gesproßte Paragenese Grt + Bt + Plg + Ms erfaßt. Die Überlieferung setzt bei 650°C, 6 kb ein und belegt eine Temperaturabnahme bei gleichzeitig fallenden Drucken.

Im **Östlichen Gneiskomplex** läßt sich durch die $s_{(1)}$ - s_2 -Paragenese ein P - T - d -Pfad nachvollziehen, der eine ähnliche Form aufweist wie der P - T - d -Pfad im Westlichen Gneiskomplex. Die maximal erreichten P - T -Bedingungen liegen mit 600°C und 8 kb erheblich niedriger.

Im **Grüngesteinskomplex** konnte aus der Amphibolzonierung und der strukturellen Position der Kristalle ein vollständiger P - T - t - d -Pfad für $M2$ (= syn- s_1 - s_2) bestimmt werden, der zunächst die Versenkung der Einheit anzeigt (ΔP 3-4 kb \approx 9 - 12 km), was die Überschiebung durch eine tektonisch höhere Einheit (unterkarbonische Gesteine?) erfordert. Nach der Überschiebung kam es zu einer Aufheizung der Einheit auf maximal ca. 620°C (bei etwa 6,5 kb), die im wesentlichen auf die Überschuwärme aus dem überschobenen Gneisverband zurückgeht. Nachfolgend setzte eine tektonische Hebung des gesamten Gebietes ein, die durch eine isothermale Dekompression von etwa 3 kb (\approx 9 km) belegt wird. Final stellte sich das Temperaturgleichgewicht ein. Die Form des P - T - t - d -Pfades für eine erste Metamorphose bleibt unbekannt. Die Zonierung der $M1$ -Amphibole deutet jedoch auf ein Einstellen des Temperaturmaximums nach dem Druckmaximum hin, was einen im Uhrzeigersinn gedrehten P - T - t - d -Pfad erfordern würde. Beim gegenwärtigen Kenntnisstand kann dieses Ereignis auch als magmatisch betrachtet werden. Allerdings favorisieren mehrere Argumente eine Deutung als frühe Metamorphose (Kap. 6.2.2.1 und 6.2.2.5).

In den **Phylliten** waren keine Geothermobarometer anwendbar. Aufgrund der Tatsache, daß selbst im unmittelbaren Kontakt zum Grüngesteinskomplex am Col del la Forclaz nur Chlorit, aber kein Biotit entstand, läßt sich eine maximale Temperatur von etwa 400°C abschätzen. Der Druck bleibt unbekannt, könnte aber bei 4 - 5 kb gelegen haben, da dies mit dem aus den anderen beiden Einheiten abgeschätztem geothermischen Gradienten von 25 bis 30°C/km kompatibel wäre.

In den beiden **Graniten** wurden Biotite der magmatischen Paragenese in s_1 eingeregelt und dabei chloritisiert (Abb. 43). Die Platznahme erfolgte im Verlauf der retrograden Metamorphose unter maximalen Bedingungen der unteren Grünschieferfazies, wie sie auch in den umgebenden Phylliten registriert wurde. Obwohl die Granite bei relativ niedrigen Temperaturen kristallisierten (geschätzt 500°C bis 600°C), wäre eine -wenn auch aufgrund des geringen Volumens der Granite schmale- Kontaktaureole zu erwarten. Vermutlich wurde die Überschuwärme aber in den die Körper begrenzenden Scherzonen abgeführt, so daß keine Kontakthöfe entstanden.

Diskussion:

Aus den geothermobarometrischen Untersuchungen ergeben sich unter Berücksichtigung der tektonischen Situation folgende Schlüsse:

- (1) Die s_{1-2} -*P-T-d-t*-Pfade in den Gneiskomplexen und im Grüngesteinskomplex entstanden synstrukturell während der foliationsbildenden, progressiven, einfachen Scherung D_1 - D_2 (Abb. 68e). Das s_1 -Segment der Gneise läßt sich mit dem prograden P-T Segment im Grüngesteinskomplex korrelieren. Das retrograde Segment des Grüngesteinspfades entspricht dem M- s_2 -Pfad im Westlichen Gneiskomplex bzw. dem retrograden Pfadsegment im Östlichen Gneiskomplex.
- (2) Die nachgewiesenermaßen geringeren maximalen P-T-Bedingungen im Grüngesteinskomplex östlich der Arve und im Östlichen Gneiskomplex lassen sich dadurch begründen, daß dieser bruchtektonische Block (der vermutlich von der am Ostrand des Granites von Montées-Péllissier liegenden Arve-Scherzone (ASZ) begrenzt wird) nach dem Metamorphosemaximum gegenüber dem Prarion-Block relativ abgesenkt wurde. Der Unterschied zwischen den maximalen -im Grüngesteinskomplex auch den minimalen- Drucken beträgt konstant 2 - 3 kb. Dies impliziert eine relative Absenkung des östlichen Blockes um 6 bis 9 km. Vermutlich stand dieser allerhöchstwahrscheinlich postdynamo-metamorph erfolgte Vorgang in Verbindung mit der Anlage des oberkarbonischen Pormenaz- Coupeau-Beckens. Weiterhin ergibt sich daraus, daß die Metamorphoseisograden nicht parallel zu den tektonischen Kontakten der Einheiten, sondern schräg zu diesen verlaufen.
- (3) Da Gesteine aus einem der Gneiskomplexe und dem Grüngesteinskomplex desselben bruchtektonischen Blocks erhebliche Unterschiede in den maximalen P-T Bedingungen zeigen, können die beiden Einheiten bzw. Teile von ihnen nicht während der gesamten tektonometamorphen Entwicklung benachbart gewesen sein. Während der Phase höchster Drucke ist in beiden Komplexen ein bedeutendes thermisches Ereignis zu verzeichnen: Ein quasiisobare Aufheizung in der Grüngesteinsprobe 92/090-3pt steht einer Abkühlung im Westlichen Gneiskomplex gegenüber. Eine Erklärung dafür bietet das Zusammenbringen der beiden Einheiten, als diese extrem unterschiedliche Temperaturen hatten, da dies zur Installierung eines starken thermischen Gradienten und zum Angleichen der Temperaturen in beiden Einheiten während und nach der Überschiebung führte ("heating/screening" nach DAVY & GILLET 1986). Beide lithotektonischen Einheiten wurden offenbar erst zu diesem Zeitpunkt nebeneinandergebracht. Niedrigere Maximaldrucke in den Grüngesteinen implizieren, daß diese auf die Gneise aufgeschoben wurden. Dementsprechend handelt es sich tatsächlich um ein Arve-Synklinorium; die kälteren Einheiten liegen auf den Heißeren!
- (4) Die retrograde Metamorphose zeichnet sich durch ein deutliches Segment einer nahezu isothermalen Dekompression aus, das eine sehr schnelle Heraushebung der Gesteine dokumentiert (ENGLAND & RICHARDSON 1979). In den Grüngesteinen der Diosaz-Schlucht war die retrograde Metamorphose bis minimal etwa 320°C und 1 kb nachvollziehbar. Ein weiteres Argument für einen syntektonischen Aufstieg der Gesteine bietet die Tatsache, daß die Dekompression in beiden Einheiten bei unterschiedlichen Temperaturen erfolgte.

Mit Ausnahme der 'thin-skin-tectonics' resultiert aus reiner Überschiebungstektonik normalerweise die Platzierung heißerer auf kälteren Einheiten. Dementgegen führt Krustendehnung zum vorgefundenen Aufliegen von kälteren auf heißeren Einheiten.

Die gefügekundliche Bearbeitung hat aber deutlich ergeben, daß die Gefüge der Deformationen D_2 bis D_5 in einer Transpression entstanden. D_1 spiegelt vermutlich ein vorangegangenes Überschiebungseignis wieder.

Aus dem Gesagten folgt, daß bisher für das Aiguilles-Rouges-Massiv vorgeschlagene Modelle mit einer weitgehend durch Erosion kontrollierten Hebung (JOYE 1989) oder mit einem Aufstieg der Gesteine in einer vermutlich extensionalen Blattverschiebungszone (SCHULZ & VON RAUMER 1993, Schulz 1995) die im südwestlichen Teil des Massives vorgefundene Situation nicht erklären können.

Im zentralen (Val Bérard, SCHULZ & VON RAUMER 1993) und östlichen (Scherzone nordwestlich des Vallorcine-Granites, JOYE 1989) Aiguilles-Rouges-Massiv wurden bisher im Uhrzeigersinn gedrehte *P-T-d-t*-Pfade mit einer isothermalen Dekompressionsphase gefunden. Die maximalen Drucke und Temperaturen wurden mit 14 kb und über 700°C ermittelt. Gefügekundliche Aufnahmen und dadurch mögliche regionale Vergleiche zeigen, daß die Pfade aus dem Val Bérard an Mineralparagenesen bestimmt wurden, die synstrukturell mit denen des Östlichen Gneiskomplexes entstanden.

DAVY & GILLET (1986) haben errechnet, daß in den obersten Einheiten eines Deckenstapels die Temperatur beim Aufstieg abnimmt, wenn die Kruste im 'overstacking'-Modus (warme Einheiten aus den internen Bereichen der Kollisionszone werden überschoben bereits übereinander gebrachte Einheiten) verdickt wird. In Einheiten aus der Mitte des Stapels kommt es zu einer quasi-isothermalen Dekompression (Aufheizung und Abkühlung gleichen sich aus), in der untersten Einheit nimmt die Temperatur im Verlauf der Hebung deutlich zu.

Setzt man voraus, daß diese Modellierungen für das Aiguilles-Rouges-Massiv übernommen werden können, so müssen die Gesteine des zentralen und östlichen Teiles zu einer (oder mehreren) Einheit(en) zusammengefaßt werden, die sich im Sinne von DAVY & GILLET (1986) im mittleren Teil eines Deckenstapels befand(en). Die Gneise im Südwesten gehörten demgegenüber der oberen Partie des gesamten Stapels an. Zwischen beiden Bereichen des Massives müßte demnach eine bedeutende lithotektonische Grenze existieren, deren Position nur durch weitere Untersuchungen festgelegt werden kann. Beim augenblicklichen Kenntnisstand bietet es sich an, diese Grenze zwischen dem Breventgneis und dem Kalifeldspat-Augengneis, der vom Col de Salenton bis zum Col de Brevent durchgehend ausstreicht, zu suchen.

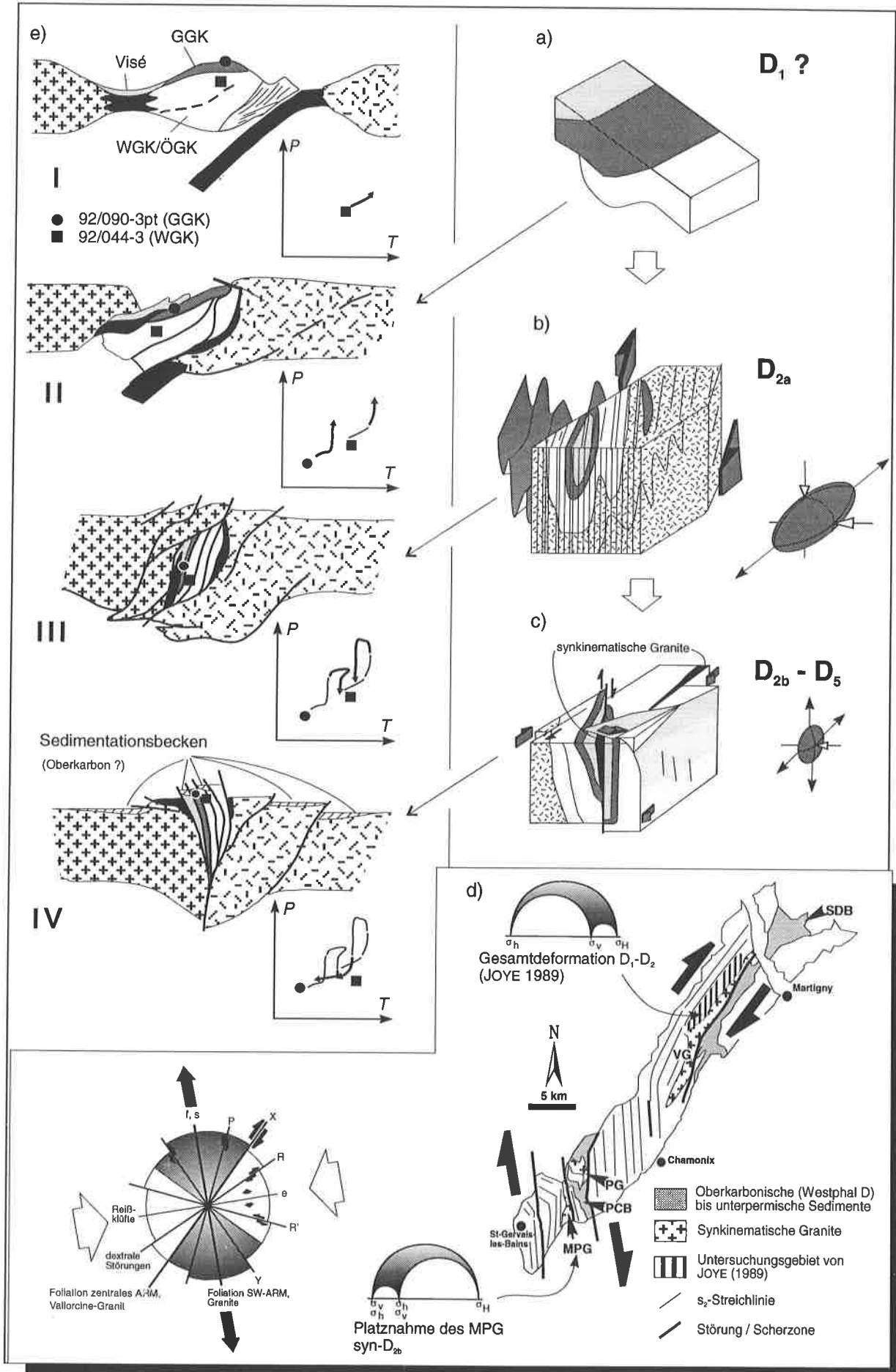
Die vorhandene Basis an Altersdaten reicht nicht aus, um ein zeitlich korrektes Modell für den Verlauf der gesamten variskischen Kollision im Aiguilles-Rouges-Massiv erstellen zu können. Das für das Massif Central entwickelte Modell von MATTE (1986) kann vermutlich nicht verwendet werden (MÉNOT 1987), da neuere Betrachtungen über die karbonische Entwicklung der europäischen Varisziden (BURG et al. 1994) darauf hinweisen, daß sich zwischen den Externmassiven und dem Massif Central eine bedeutende Scherzone befindet. Ob die Externmassive der französischen Alpen mit dem Aar-Massiv verglichen werden können, ist ebenfalls fraglich. So ist im Aar-Massiv ein ordovizisches eklogitfazielles Metamorphoseereignis mit ungeklärtem tektonischen Rahmen zu verzeichnen (GEBAUER 1993), während das Aiguilles-Rouges-Massiv im gleichen Zeitraum vermutlich einer Extension unterlag (VON RAUMER et al. 1990, 1993). Eine ähnliche Entwicklung ist nur für das Spätstadium der Kollision nachvollziehbar (BONIN et al. 1993, GEBAUER 1993, VON RAUMER & NEUBAUER 1993). Demgegenüber existieren mehrere Übereinstimmungen mit dem Belledonne-Massiv.

In diesem und im Aiguilles-Rouges-Massiv kann gegenwärtig nur der zeitliche Verlauf der Hebung am Ende der variskischen Hyperkollision nachvollzogen werden. Zeitliches Einsetzen und Ablauf der Hyperkollision sind bisher ungeklärt, die wenigen zur Verfügung stehenden Daten stammen ausschließlich aus dem Belledonne-Massiv.

Da außer den Discordia-Diagrammen für zwei U/Pb-Datierungen von leukokraten Meta-Trondhjemiten im Belledonne-Massiv keine weiteren Angaben vorliegen (MÉNOT 1987), bleibt unklar, ob im Oberdevon tatsächlich eine Metamorphose stattgefunden hat, oder ob die Platznahme allein die spätvariskische Tektonometamorphose postdatiert. Ein, nur in vermutlich spätkarbonisch bereits existenten Amphibolen des Grüngesteinskomplexes geothermometrisch erfaßtes Ereignis bleibt in seiner Bedeutung unbestimmt. Es kann sich sowohl um eine ältere Metamorphose als auch um die Magmengenese handeln.

Die von PAQUETTE et al. (1989) publizierten Altersdaten (s. Kap. 1.5) lassen einige Fragen offen. So bleibt z.B. unklar, warum die Autoren ein gut definiertes Alter von 327 ± 1 Ma als geologisch bedeutungslos verwerfen, obwohl eine zweite Probe einen ähnlichen, wenn auch schlecht definierten unteren Schnittpunkt aufweist ($321 \pm 19/25$). Zudem stellt sich die Frage, warum in den Proben, die einen als magmatisches Ereignis gedeuteten oberen Schnittpunkt zwischen 450 und 475 Ma haben, nichts von der/den eklogitfaziellen Metamorphose/n bei ca. 395 Ma anzeigen.

JOYE (1989) ordnete im östlichen Teil des Massives dem P-T-Ereignis ein Alter von 370 Ma [Angabe ohne Standardabweichung] zu und koppelte es zeitlich von der späten Blattverschiebung und dem Aufdringen des Vallorcine-Granites (300 ± 20 Ma) ab (beide Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter wurden von THÖNI (zit. in JOYE 1989) mit der thin-slab-Methode ermittelt).



Die Hauptdeformation kann aber über das gesamte Massiv hinweg, vom Rhone-Tal bis zum Bon-Nant-Tal, durch ihr Gefügeinventar und die Gefügeorientierungen miteinander korreliert werden. Das Einbeziehen der unterkarbonischen Gesteine in diese Deformation macht im Südwestteil ein devonisches Alter unmöglich.

Beim gegenwärtigen Kenntnisstand impliziert das vorliegende Datenmaterial, daß alle beobachteten metamorphen Paragenesen und Strukturen von duktilen Deformationen während der spätvariskischen Tektonometamorphose entstanden. Die Einbeziehung der unterkarbonischen Gesteine postdatiert deren Einsetzen auf etwa 340 Ma.

Versenkung und Hebung der Gesteine erfolgte bei Krustenverkürzung während einer schrägen Kollision.

Modell (Abb. 68e):

Als Ausgangssituation wurde ein aktiver Kontinentalrand gewählt (Phase I, Abb. 68e), da der Grüngesteinskomplex vermutlich in diesem tektonischen Rahmen aufdrang. Prinzipiell könnten auch andere Bereiche mit verdünnter Kruste gewählt werden (vgl. MÉNOT 1987).

Die unterkarbonischen Gesteine belegen eine Extension des Raumes im Visé.

Im mittleren Karbon (oberstes Visé bis Namur?) kam es zur Verkürzung des Krustenabschnittes. Ein Transport der Einheiten als Decken kann am Beginn der Kompression nicht ausgeschlossen werden (Abb. 68a, Phase II in Abb. 68e).

Im weiteren Verlauf wurden die Einheiten in eine subvertikale Lage gebracht (Phase III), und der gesamte Kollisionsbereich funktionierte im wesentlichen als Blattverschiebung von krustalen Ausmaßen. Zwischen den Einheiten existente Metamorphosehiata belegen die allochthone Position des Grüngesteinskomplexes und der unterkarbonischen Gesteine sowie deren endgültige Zusammenführung erst während der retrograden Metamorphose. Dies ging einher mit dem Einfalten des Arve-Synklinoriums (Abb. 68b).

Granite drangen synkinematisch in N - S streichenden dextralen, transpressiven Scherzonen auf. Die Abschwächung der subhorizontalen Einengung ermöglichte die Hebung der Gesteine in einer positiven flower-structure (Phase IV, Abb. 68c).

Die Form der *P-T-d-t*-Pfade ist typisch für eine aktive Hebung des Gesteinsverbandes. Daß diese sehr rasch vor sich ging, wird auch durch das transgressive Aufliegen oberkarbonischer Konglomerate (vmtl. Stephan, also ca. 300 Ma n. HARLAND et al. 1990) auf dem Pormenazgranit angezeigt. Ab dem oberen Westphal kam es zur Anlage eines intramontanen Beckens. Ursache dafür war vermutlich der gravitative Kollaps der verdickten Kruste. Das Fehlen einer variskischen Metamorphose in den oberkarbonischen Gesteinen belegt, daß die spätvariskische Kollision bereits im Westphal beendet wurde. Das bis dahin kompressive Verformungsfeld ging vermutlich in ein extensionales über.

Die alpine Orogenese und ihr Einfluß auf den variskisch konsolidierten Sockel

Vordringlichstes Ziel der Untersuchungen zur alpinen Orogenese war die eindeutige Trennung von variskischen und alpinen Gefügen. Von besonderer Bedeutung war dies für die oberkarbonischen Gesteine, da wiederholt der darin entwickelten Foliation ein spät- (BUJAN 1989) bis spätestvariskisches Alter (LAURENT 1967, LOX 1983, SOLEY 1985, LOX & BELLIERE 1993) zugeschrieben worden ist.

Abb. 68: Zusammenfassung der spätvariskischen Tektonometamorphose. a)-c) Schematische Blockbilder der Deformationsabschnitte D_1 , D_{2a} und D_{2b-5} . d) Rekonstruktion eines für die spätvariskische Tektonometamorphose gültigen Paläospannungsfeldes, das alle Großstrukturen innerhalb des Aiguilles-Rouges-Massiv erklärt. SDB=Oberkarbonbecken von Salvan-Dorenaz. e) Für das Aiguilles-Rouges-Massiv vorgeschlagenes Modell der tektonischen Entwicklung: (I) Ausgangssituation, (II) - (IV) Verkürzung der Kruste durch Deckentransport im initialen Stadium (II) und in einer Blattverschiebungszone (III) - (IV). Die Heraushebung des gesamten Raumes erfolgte während Phase (III) und (IV).

Die eigenen Untersuchungen bestätigen aber die, von PILLOUD (1991) in der Synklinale von Salvan-Dorenaz erarbeiteten Ergebnisse: oberkarbonische Gesteine wurden allein während der alpinen Orogenese nennenswert überformt (DOBMEIER & VON RAUMER 1995, DOBMEIER 1996). Allein eine bruchtektonische Aktivität erscheint für den Zeitraum der Sedimentation sehr wahrscheinlich (siehe auch die Resultate sedimentologischer Untersuchungen von NIKLAUS & WETZEL (1996) in der Synklinale von Salvan-Dorenaz).

Eine ausführliche Diskussion der Ereignisse der alpinen Orogenese im Untersuchungsgebiet befindet sich in DOBMEIER (1996). Im folgenden Absatz wird nur eine knappe Zusammenfassung der Ergebnisse gebracht (zit. Literatur in DOBMEIER 1996).

Die alpine Kollision begann vermutlich im Eozän mit einer sinistralen Transpression. Oberkarbonische Gesteine und mesozoische Hülle wurden erstmals im Verlauf der Überschiebung der Morcles-Decke deformiert und schwach epizonal metamorphisiert (T_{\max} ca. 290°C). Während Überschiebung und nachfolgender Rückfaltung rotierte im gesamten Untersuchungsgebiet -inklusive des variskisch konsolidierten Sockels!- die subhorizontal angeordnete Hauptnormalspannung gegen den Uhrzeigersinn von SE - NW nach ENE - WSW. Geomagnetischen Untersuchungen zufolge (VIALON et al. 1989) rotierten die Externmassive um etwa 30° im Uhrzeigersinn gegenüber dem europäischen Vorland¹. Alle Strukturen überschneidende Abschiebungen werden der neogenen Transpression zugeordnet, die vermutlich die Heraushebung des Aiguilles-Rouges-Massives bewirkt hat. **Die erkannte Rotation des gesamten Untersuchungsgebietes während der alpinen Orogenese erfordert die Reorientierung der variskischen Gefüge um minimal ca. 30° gegen den Uhrzeigersinn für den Vergleich mit variskischen Gefügen außerhalb der Alpen!**

Ausblick

Der zeitliche Verlauf der variskischen Kollision ist bisher nicht hinreichend geklärt. Eine Möglichkeit zur Erweiterung der Kenntnisse bieten die leukokraten Gesteine, deren Aufdring- bzw. Bildungszeitpunkte in bezug auf die P-T-Entwicklung durch strukturelle Untersuchungen festgelegt werden können: Von den bekannten Vorkommen ist der Meta-Leukogranit von *les Plagnes* vermutlich das Älteste, hat er doch die gleiche Deformationsgeschichte hinter sich, wie die umlagernden Gneise. Geothermobarometrischen Untersuchungen haben gezeigt, daß die Überlieferung der P-T-Entwicklung bei ca. 5 kb und 550°C einsetzt. Dementsprechend kann der Meta-Leukogranit vor oder zu Beginn der beobachtbaren Tektonometamorphose aufgedrungen sein. CHIARADIA (1992) gibt für die Meta-Leukogranite vom *Lac de Salanfe* an, daß diese erst am Ende der prograden P-T-Entwicklung bei maximalem Druck während einer statischen Phase Platz genommen hat. Somit könnte mit diesen Granitkörpern die Datierung des Einsetzens der spätvariskischen Kollision und das Erreichen der maximalen P-T-Bedingungen versucht werden.

Bedingt durch die wohl vollständige Überprägung aller älteren Strukturen und Gefüge im Verlauf der spätvariskischen Tektonometamorphose, können m.E. nach Erkenntnisse über eine wiederholt geforderte ältere Metamorphose (zuletzt von VON RAUMER et al. 1993) nur noch in Mineralen gewonnen werden. An erster Stelle stehen sehr stabile Minerale wie Zirkon, wobei ein erheblicher analytischer Aufwand zu erwarten ist, da sehr spezielle, hoch auflösende Verfahren angewendet werden müssen.

Für großtektonische Vergleiche ist es angeraten, in Zukunft auch das nordöstliche Belledonne-Massiv zu studieren, da dort eine dem Untersuchungsgebiet ähnliche Gesteinsvergesellschaftung ausstreicht. Zudem erscheint eine detailliertere gefügekundliche Untersuchung des gesamten Aiguilles-Rouges-Massives angeraten. Nochmals sei auf die Bedeutung verlässlicher und präziser Altersdaten für zukünftige Interpretationen über den zeitlichen Verlauf von Anlage und Formung des (südwestlichen) Aiguilles-Rouges-Massives hingewiesen.

¹ Die Internrotation der einzelnen Blöcke kann weitaus höhere Winkelbeträge erreicht haben.

9 Methodik und Vergleich von RFA- und ICP-MS-Analysen

9.1 Methodik

Petrographie

Die verwendete Nomenklatur der Gesteine lehnt sich an den Vorschlag von LORENZ (1980) an, der wiederum den Leitsätzen von ALKER et al. (1964) folgte. Die Bezeichnung "Phyllitgneis" lehne ich ab, da sie in sich widersprüchlich ist (ein Phyllit kann kein Gneis sein). Im Text angegebene Modalbestände von Dünnschliffen wurden in den Grüngesteinen und den Graniten immer mit dem point-counter-Verfahren (500 Punkte) bestimmt; auf geschätzte Bestände wird hingewiesen. In den Gneisen und Glimmerschiefern wurde der Großteil der Modalbestände abgeschätzt. Ausgezählte Bestände führen die Bezeichnung "M" in den Tabellen. Alle angegebenen Werte beziehen sich, entsprechend der Methode, auf Flächen-% im Dünnschliff.

Geochemie

Das Gewicht der herausgeschlagenen Proben richtete sich nach der durchschnittlichen Korngröße und der Homogenität des Gesteines (Angaben siehe SCHROLL 1976). Die Aufbereitung des für die geochemische Analyse entnommenen Probematerials erfolgte am Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen in mehreren Teilschritten: Zuerst wurde jede Probe in mehrere, 3-4 cm dicke Scheiben gesägt. Aus einer Scheibe wurde Material für einen parallel zur Streckungsfaser orientierten Dünnschliff entnommen. Von einigen Proben wurde zusätzlich ein senkrecht zur Streckungsfaser liegender Dünnschliff angefertigt. Die Entfernung von Verwitterungsrinden mit einer Säge folgte. Zur Vorverkleinerung des Materials diente ein handbetriebener Schneidenbrecher. Ein Laborbackenbrecher (RETSCH BBO) besorgte die Zerkleinerung auf etwa 2-0,5 mm. Nach mehrmaliger Teilung und Durchmischung wurde ein repräsentativer Teil der Probe (ca. 80 g) in einer RETSCH RMO-Achat-Mörsermühle in ca. 20 min zu einem analysenfeinen Pulver gemahlen. Sowohl der Laborbackenbrecher als auch die Achat-Mörsermühle wurden mit Probematerial vorkontaminiert, eine Kontaminationsreihe streng eingehalten.

Die Bestimmung der Haupt- und Nebenelementoxide (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Cr_2O_3 und NiO) sowie der Spurenelemente Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Ba, U, Th, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, V, Ga, Ce, La, Nd, Hf und S erfolgte mittels der *Röntgenfluoreszenzanalyse* (RFA). Zur Ermittlung des FeO-Gehaltes wurde ein kombiniertes volumetrisch-colorimetrisches Verfahren nach WILSON (1960) benutzt. Der Gehalt an CO_2 wurde coulometrisch, an H_2O aus dem Glühverlust (in Verrechnung mit FeO und CO_2) bestimmt. Sämtliche Analysen konnten am Centre d'Analyse Minérale der Universität Lausanne mit der Hilfe von J.-C. Lavanchy durchgeführt werden.

Gemessen wurde mit einem PHILIPS PW 1400 Spektrometer (Mo/Sc-Röhre, 40 kV/55 mA für Hauptelemente, 80 kV/30 mA für Spurenelemente) mit automatischer Datenverarbeitung, Meß- und Korrekturprogrammen für Haupt-, Neben- und Spurenelemente (REUSSER 1987). Zur Kalibrierung wurden internationale Standards herangezogen. Die Schmelztabletten für die Haupt- und Nebenelementanalyse bestehen aus $1,200 \pm 0,002$ g Probesubstanz und $6,000 \pm 0,002$ g $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_5$.

An 30 Proben wurden zusätzlich die Gehalte der Lanthaniden (Seltenerd-elemente La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) und weiterer Elemente (As, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sn, Sr, Ta, U, V, W, Y, Zn, Zr) im "Laboratoire de Spectrochimie et de Géostandards" (CNRS) in Nancy von K. Govindaraju mittels *Inductively-Coupled-Plasma Mass-Spectrometry* (ICP-MS) bestimmt. Seinen Angaben zufolge wurden die Proben mit Li-Metaborat geschmolzen und anschließend mit einem Säureaufschluß in Lösung gebracht. Das Verfahren ist vollständig automatisiert (GOVINDARAJU & MEVELLE 1987). Zur Kalibrierung wurden ebenfalls internationale Standards verwendet. Ein Teil dieser Elemente wurde nicht in die Betrachtungen miteinbezogen, es werden aber der Vollständigkeit halber alle Werte im Anhang angegeben. Ausdrücklich sei auf die Diskussion des Vergleiches der Ergebnisse von RFA- und ICP-MS-Untersuchungen hingewiesen, da sich bei einigen Elementen gerichtete Variationen zeigen, die außerhalb der Standardabweichung 2σ liegen.

Bei den Haupt- und Nebenelementen beträgt die Nachweisgrenze etwa 0,01 Absolut-%, die Ungenauigkeit der Messung (2σ) beträgt 2-6 Relativ-%, bei SiO_2 0,8 Relativ-%. Die Messungenauigkeit variiert bei den Spurenelementen zwischen 25 Relativ-% bei Werten nahe der Nachweisgrenze, etwa 10 Relativ-% bei ca. 100 ppm und < 2 Relativ-%, wenn über 500 ppm erreicht werden. Die Nachweisgrenzen für die Elemente variieren zwischen 1 und 10 ppm (siehe chemische Gesteinsanalysen). Die Werte von FeO und CO_2 sind mit 1-3 Relativ-% Ungenauigkeit behaftet.

In den geochemischen Analysen schwankt die Summe der Gehalte an CO_2 und H_2O erheblich zwischen 2,13 % und 11,64 %. Hohe Werte weisen auf eine Alteration der Proben hin. Um alle Proben für die weitere Beurteilung auf eine gleiche Basis zu stellen, wurden im Grüngesteinskomplex und in der Amphibolgneis-Assoziation die Proben trocken gerechnet, d. h. CO_2 und H_2O aus der Analyse herausgerechnet, ohne die Gesamtsumme der Haupt- und Nebenelementanalyse zu verändern.

Strukturgeologie

Von jedem Handstück wurde ein Dünnschliff senkrecht zur Foliation und parallel zur Hauptstreckungs-faser angefertigt, entsprechend der allgemein akzeptierten Ansicht, daß diese ungefähr die x-Achse des Verformungsellipsoides wiedergibt. Zusätzliche Schnitte in ausge-

wählten Handstücken können senkrecht zur x-Achse und damit parallel zur y-Achse liegen oder parallel zu einer anderen Lineation oder senkrecht zu B-Achsen verlaufen. In den höhermetamorphen Gesteinen, in welchen keine sedimentären bzw. primär magmatischen Strukturen erhalten geblieben sind, erfolgte die Gesamtindizierung der Gefügeelemente mittels der Quarzgang-Methode nach VOLL (1960, 1968). Diese geht davon aus, daß während eines frühen Deformationsstadiums in Metapeliten Quarz druckgelöst und in der ersten Foliation deponiert wird. Da die "Ablagerung" des Quarzes nur in extensionalen Flächen erfolgen kann, wird dazu alleine die antithetische Schar der ersten Schieferung (s_{1a}) benutzt. Ältere Deformativen, die bei Temperaturen unterhalb der Rekristallisationstemperatur von Quarz oder ohne Ausbildung von Scherflächenscharen wirksam waren, können nicht festgestellt werden. Die Quarzgänge dienen zur Indizierung der Hauptfoliation. Deformationen, die die Hauptfoliation überformen, können durch diese und durch gegenseitige Überschneidungskriterien untereinander festgelegt werden. Zur Abtrennung von alpinen gegenüber variskischen Deformationsanteilen wurden die klastischen Gesteine der autochthonen Trias herangezogen.

Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS)

Die Mikrosondenanalysen wurden an polierten und mit Kohlenstoff bedampften Dünnschliffen bzw. Anschliffen mit einer CAMECA CAMBAX SX-50 Elektronenstrahl-Mikrosonde am Institut de Minéralogie der Universität Lausanne durchgeführt. Mit fünf wellenlängendispersiven Spektrometern wurden die Elemente Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na und K bei 15 kV Beschleunigungsspannung, 15 nA Anodenstromstärke, 20.000facher Vergrößerung und 30 s Zählzeit (7,5/15/7,5 s) gemessen. Die Kalibrierung erfolgte an natürlichen Standards. Die Ungenauigkeit der Analysen steht in Abhängigkeit zur Anzahl der registrierten "counts" pro Meßzeiteinheit (c/s). Je häufiger ein Element vorkommt, desto genauer kann seine Konzentration bestimmt werden. Da sich die Minerale deutlich in ihrer Zusammensetzung unterscheiden können, variiert das Spektrum der Meßungenauigkeiten für ein Element erheblich und läßt nur eine mineral-spezifische Angabe zu (siehe DOBMEIER 1996).

Für die erste Umrechnung der Analysen von Chlorit, Biotit, Mineralen der Epidot-Gruppe, Granat, Hellglimmer, Ilmenit, Plagioklas und Titanit wurde Eisen immer als Fe^{2+} gerechnet. Die Anzahl der Sauerstoffatome beträgt für Biotit und Hellglimmer 22 O, Chlorit 28 O, Epidotgruppe 12,5 O, Granat 24 O, Ilmenit 6 O und Plagioklas 8 O. Titanit wurde auf der Kationenbasis mit Si = 4 M berechnet.

Chlorite und Glimmer wurden immer mit $\Sigma Fe = Fe^{2+}$ berechnet. Verfahren zur Kalkulation von Fe^{3+} -Gehalten (z. B. LAIRD & ALBEE 1981) aus Mikrosondenanalysen sind aufgrund der Tatsachen, daß (1) das Verhältnis von Fe^{3+}/Fe^{2+} von Probe zu Probe erheblich abweichen kann und daß (2) eventuell vorhandene Fehlstellen (vacancy) unberücksichtigt bleiben, nicht anwendbar.

In Mineralen der **Epidotgruppe** wurde Al^{VI} und Fe^{3+} in Anlehnung an das von LAIRD & ALBEE (1981) beschriebene Verfahren berechnet; zusätzlich zu deren Ansatz wurde auch Cr^{3+} berücksichtigt: (1) $Al^{IV} = 3-Si$; (2) $Al^{VI} = \Sigma Al - Al^{IV}$; (3) $Fe^{3+} = 3-(Al^{VI}+Ti+Cr)$ (mit $\Sigma Mn = Mn^{2+}$). Ti wurde zur Berechnung der Verteilung von Fe^{3+} und Al auf der M3-Position miteinbezogen, unter der Annahme, daß dem Austausch von Fe und Al die Substitution $Fe^{3+} \rightleftharpoons Al^{VI}$, Ti zugrunde liegt. Tatsächlich liegt fast alles Fe in dreiwertiger Form vor. Durch die Verwendung von FeO zur Berechnung der Kationenbasis ergibt sich ein Fehler, der das Ergebnis aber erst in der dritten Kommastelle beeinflusst. Die Formel der **Amphibole** $A_{0-1}M_4(M_1,2,3)_5T_1,2,4O_{22}(OH, F, Cl)_2$ wurde mit dem Programm NAMPH von C. Triboulet (Paris) berechnet, wobei die Ermittlung des Fe^{3+} -Gehaltes nach dem Verfahren von PAPIKE et al. (1974) erfolgte. Die Positionsverteilung wurde wie folgt berechnet: (1) Die T1-Position nehmen ausschließlich 4 Si ein, das restliche Si besetzt die T2-Position; (2) $Al^{IV} = 8-Si$ besetzt die noch freien T2-Plätze; (3) $Al^{VI} = \Sigma Al - Al^{IV}$, Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn und Mg besetzen die M2-Position ($M_2 \approx 2$); (4) Ca und Na besetzen die M4-Position, wobei $Ca + Na_{M4} = 2$; (5) das restliche Na (Na_A) belegt zusammen mit K und der "vacancy" die A-Position, mit $A=1$. Für die Verteilung von Fe^{2+} und Mg zwischen M2 und (M1, M3) mit $\Sigma(M1, M3) = 3$ gilt die Voraussetzung, daß $(Fe^{2+}/Mg)_{M2} = (Fe^{2+}/Mg)_{M1, M3} = (Fe^{2+}/Mg)_{Amphibol}$. Da Analysen von H_2O , F und Cl nicht vorliegen, dienten 23 O als Kalkulationsbasis (vgl. TRIBOULET 1992).

Für Temperaturberechnungen mit dem Geothermometer von HOLLAND & BLUNDY (1994) wurden die Formeln der verwendeten Amphibole mit dem von Tim Holland zur Verfügung gestellten Programm neu berechnet, um die Konsistenz der berechneten Daten mit dem Kalibrierungsdatensatz zu gewährleisten. Die relativ komplexe Berechnung des Fe^{3+} wird hier nicht wiedergegeben; sie ist in der Arbeit von HOLLAND & BLUNDY (1994) in Appendix B ausführlich beschrieben.

9.2 Vergleich von RFA- und ICP-MS-Analysen

Von 30 Proben wurden einige Spurenelementgehalte sowohl mit der RFA als auch mit der ICP-MS bestimmt. Vergleicht man die Resultate beider Analysemethoden (20 Proben, Tab. 3), so zeigt sich, daß die ICP-MS-Werte z.T. gerichtet (also systematisch) und z.T. ungerichtet von den RFA-Werten abweichen. Positive Abweichungen zeigen Ga (durchschnittlich 20 %), Hf, Ni und Zr sowie teilweise Cu und Ba. Dementgegen liegen die ICP-MS-Daten bei Zn, V, Co und Cr immer niedriger. Bei Co und Cr fällt dieser Unterschied extrem deutlich aus (-32 %). Ungerichtet streuen Y, Sr und Rb.

Die Proben bleiben mit ihren Abweichungen im wesentlichen im Rahmen der RFA-Messungenauigkeiten (Tab. 3). Da die Abweichungen für die meisten Elemente gerichtet erfolgt, handelt es sich offensichtlich um gerätebedingte "Fehler". Bei Cr und Co ist die negative Abweichung der ICP-MS-Daten so bedeutend, daß einige Proben, die eindeutig als orthogene Gesteine identifiziert werden konnten, als paragen angesehen werden müßten (FRÖHLICH 1960). Dementsprechend können die Ergebnisse der ICP-MS nicht akzeptiert werden. Vermutlich dürfte es sich um einen Kalibrierungsfehler im ICP-MS-Labor handeln, da mit der RFA ermittelte Cr-Gehalte bedingt durch Interferenzen mit Fe-Linien zumeist bereits zu niedrig rekalkuliert sind.

Eine deutliche Analysenverbesserung durch die ICP-MS ergab sich für Nb, Hf, Zn, Cu, U, Th und Pb. In Hinblick auf die Homogenität des Datensatzes wurden bei den anderen doppelt bestimmten Spurenelementen (Zr, Y, Sr, Rb, Ba, Ga, Ni, V sowie Co und Cr) die RFA-Ergebnisse verwendet, zumal die ICP-MS keine deutliche Erhöhung der Analysenqualität ergab.

Tab. 3: Vergleich von ICP-MS- und RFA-Daten

Probe-Nr.	Zr-R	Zr-I	%	Nb	%	Y	%	Sr	%	Rb	%	Ga	%	Zn	%	Cu	%	Ni	%	
93/090-AR1	56	85	52	<5	3,56	12	14	16	16	19	20	5	16	13	18	18	103	14	59	-1
92/090-8G	63	61	-3	<5	0,51	27	27	2	-20	12	10	-20	13	28	17	0	86	-14	75	-3
92/092-2G	155	160	3	6	6,43	40	40	0	-9	15	14	-9	19	23	21	136	116	-14	36	6
92/092-1G	186	195	5	8	7,64	31	34	8	-3	131	127	-3	21	23	12	116	-9	49	-1	
92/094-4G	137	136	-1	<5	3,80	27	26	-4	-10	20	18	-10	17	20	17	111	100	-10	16	60
93/094-AR	161	180	12	<5	5,21	36	42	17	26	9	11	26	19	22	13	98	94	-4	15	18
93/090-AR3	33	42	26	<5	0,40	8	11	39	9	23	25	9	14	17	19	65	61	-6	45	48
92/090-9G	36	48	33	<5	0,46	21	20	-3	-9	12	11	-9	14	18	28	63	59	-6	96	92
93/024-AR	21	33	59	<5	1,59	10	12	23	-6	21	21	2	14	16	18	96	86	-10	30	13
92/090-1G	200	210	5	13	13,81	39	39	-1	-6	25	23	-6	19	24	24	118	111	-7	48	49
94/140-1G	60	68	13	<5	1,66	7	10	49	6	30	32	6	17	19	11	63	59	-7	50	51
92/094-3G	76	74	-3	<5	0,75	11	10	-10	-1	94	93	-1	17	19	13	77	69	-11	86	90
92/005-1G	324	314	-3	7	11,05	60	57	-4	-26	4	3	-26	22	26	18	156	146	-6	12	16
92/095-2G	45	66	46	<5	0,73	15	13	-10	7	9	7	-18	16	19	20	49	43	-12	55	60
92/024-2G	118	119	1	<5	4,10	8	9	9	-4	118	114	-4	21	25	18	76	72	-5	17	20
92/094-5G	34	55	61	<5	0,30	7	8	11	-10	32	29	-10	12	16	37	57	53	-8	85	104
94/150-1G	185	202	9	<5	11,39	25	27	8	8	134	136	1	22	25	12	88	84	-5	31	32
92/075-1G	115	154	34	20	20,87	4	32	0	59	60	59	-2	17	22	29	104	99	-5	72	79
92/075-2G	199	207	4	28	30,50	9	37	35	-6	77	75	-3	21	24	16	124	113	-9	46	58
92/075-3G	427	461	8	22	23,01	5	41	40	-1	198	196	-1	19	24	27	99	97	-3	50	62
Durch.	132	143	18		7,39	4	25	25	-4	52	51	-4	18	21	20	96	88	-8	49	53

Probe-Nr.	Co	%	Cr	%	V	%	Ba	%	Hf	%
93/090-AR1	70	52	51	-26	108	97	91	166	2	2,03
92/090-8G	53	34	254	-36	264	252	96	88	0	1,83
92/092-2G	66	40	193	-39	358	328	172	151	2	4,05
92/092-1G	55	38	119	-31	283	258	478	421	2	4,72
92/094-4G	39	25	67	-35	276	249	240	211	1	3,37
93/094-AR	38	33	21	-14	278	270	322	379	4	4,42
93/090-AR3	42	29	233	-32	200	189	64	146	0	1,28
92/090-9G	40	34	282	-16	212	202	130	136	0	1,33
93/024-AR	31	20	59	-34	206	191	258	326	1	1,16
92/090-1G	43	28	114	-36	199	187	391	378	2	5,11
94/140-1G	31	23	96	-25	163	153	65	162	2	1,77
92/094-3G	34	23	143	-33	155	138	350	360	0	1,94
92/005-1G	31	21	25	-33	264	235	26	48	6	7,86
92/095-2G	26	15	112	-44	154	156	280	275	0	1,78
92/024-2G	33	21	28	-37	345	316	303	305	1	3,27
92/094-5G	27	20	82	-24	131	143	130	139	0	1,53
94/150-1G	21	15	65	-30	139	129	789	861	9	4
92/075-1G	45	30	168	-34	263	229	482	449	0	3,91
92/075-2G	40	24	56	-39	278	242	657	608	4	1,45
92/075-3G	32	18	82	-43	179	137	867	813	6	13,28
Durch.	40	27	113	-32	223	205	310	321	2	4

Zu erwartende Abweichungen (2s) der RFA-Messungen

<100 ppm 10-30 Rel.-%
100-500 ppm 2-10 Rel.-%

Abweichung zwischen RFA- und ICP-MS-Analysen:

negativ bei Zn, Co, Cr und V
positiv bei Zr, Ga, Hf, Ni

Die restlichen Elemente variieren in beide Richtungen.

Co und Cr zeigen die gleiche mittlere Abweichung zwischen RFA- und ICP-MS-Analysen. Offensichtlich verhalten sich beide Elemente in diesem Sinne kohärent.

Index -R ist gleichbedeutend mit RFA-Analyse
Index -I ist gleichbedeutend mit ICP-MS-Analyse
% bedeutet die Abweichung des ICP-MS-Wertes vom RFA-Wert.
Durch.=arithmetisches Mittel

Kapitel 10

10 Daten

Entnahmepunkte der Handstücke für petrographische und struktureologische Untersuchungen

Alle Entnahmepunkte von Handstücken für petrographische und struktureologische Untersuchungen sind in Abb.69 und 70 angegeben.

Entnahmepunkte der Proben für Geochemie und Geothermobarometrie

Die Koordinaten beziehen sich auf den Meridian von Paris (Lambert Zone II). Das 1 km-Gitternetz ist in Abb. 2, 69 und 70 wiedergegeben.

Jede Probennummer besteht im wesentlichen aus drei Teilen: Bsp. 92/090-11. Ziffer 1 und 2 nennen das Jahr der Entnahme, Ziffer 3 bis 5 entspricht der Aufschlußnummer und alle weiteren Ziffern nach dem Bindestrich bezeichnen die eigentliche Probe. Allein Proben von der Carlavayron wurden etwas anders bezeichnet: Bsp. 93/C14-3. Die Aufschlußnummer setzt sich aus einem "C" für "Carlavayron" und einer zweistelligen Nummer zusammen.

In der folgenden Tabelle wurden in der Spalte "Untersuchungen" die an den Proben durchgeführten Untersuchungen wie folgt abgekürzt: Geochemie mit Röntgenfluoreszenz (R) bzw. mit ICP-MS (I); Mikrosonde (M) und Geothermobarometrie (P).

Probe	Koordinaten		Lokalität	Gesteinstyp (prämetam.)	Tektonische Einheit	Untersuchung
	Rechtswert	Hochwert				
92/001-1G	946125	109400	Gare des Houches	Rhyodacit	GGK	R
92/001-2G	946120	109395	Gare des Houches	Dacit	GGK	R
92/001-3G	946040	109175	Gare des Houches	Bsalt	GGK	R
92/001-4G bis 92/001-6G	945980	109160	Gare des Houches	Dacit- Rhyodacit	GGK	R R
92/001-7G	945775	109100	Gare des Houches	Rhyodacit	GGK	R
92/002-1G	945550	110360	Straße n. le Betty	Andesit	GGK	R
94/002-2G	945475	110350	Straße n. le Betty	Andesit	GGK	R
92/005-1G	941250	111400	Bois de la Cote	Andesit	CU	R, I
92/010-1G	941800	106350	SE von Montivon	Basalt	WGK	R, I
92/024-1G	942075	105560	Straße n. Bionnassay	Dacit	GGK	R
92/024-2G	942025	105550	Straße n. Bionnassay	Andesit	GGK	R, I
92/024-3G	942000	105550	Straße n. Bionnassay	Andesit	GGK	R
92/024-4G	941995	105545	Straße n. Bionnassay	Dacit	GGK	R
92/024-5G	941990	105545	Straße n. Bionnassay	Basalt	GGK	R
93/024-AR	941985	105545	Straße n. Bionnassay	bas. Andesit	GGK	R, I, M
92/024-6G	941965	105540	Straße n. Bionnassay	Rhyodacit	GGK	R
93/027-AR	940885	105725	Bionnay	Paragneis	WGK	M
92/029-2G	940625	111000	Bois de la Cote	Leukogranit	WGK	R
92/029-4G	940625	111000	Bois de la Cote	Basalt	WGK	R, I
92/029-5G	940625	111000	Bois de la Cote	Basalt (Rand)	WGK	R
93/029-AR	940785	111250	Bois de la Cote	Leukogranit	WGK	M
92/044-3	940650	110450	E les Plagnes	Paragneis	WGK	M, P
92/055-1G	943725	111370	les Montées-Pélistier	Monzogranit	Granit	R
92/055-2G	943728	111370	les Montées-Pélistier	Monzogranit	Granit	R
92/055-3G	943730	111370	les Montées-Pélistier	Monzogranit	Granit	R
92/071-1G	941000	106500	S Montivon	Basalt	WGK	R, I
92/075-1G	941275	105725	Straße n. Bionnassay	Andesit	WGK	R, I
92/075-2G	941277	105725	Straße n. Bionnassay	Andesit	WGK	R, I, M, P
92/075-3G	941279	105725	Straße n. Bionnassay	Andesit	WGK	R, I
92/075-4G	941281	105725	Straße n. Bionnassay	Rhyodacit	WGK	R

Tab. 4: Lokalisierung der Proben für Geochemie und Geothermobarometrie

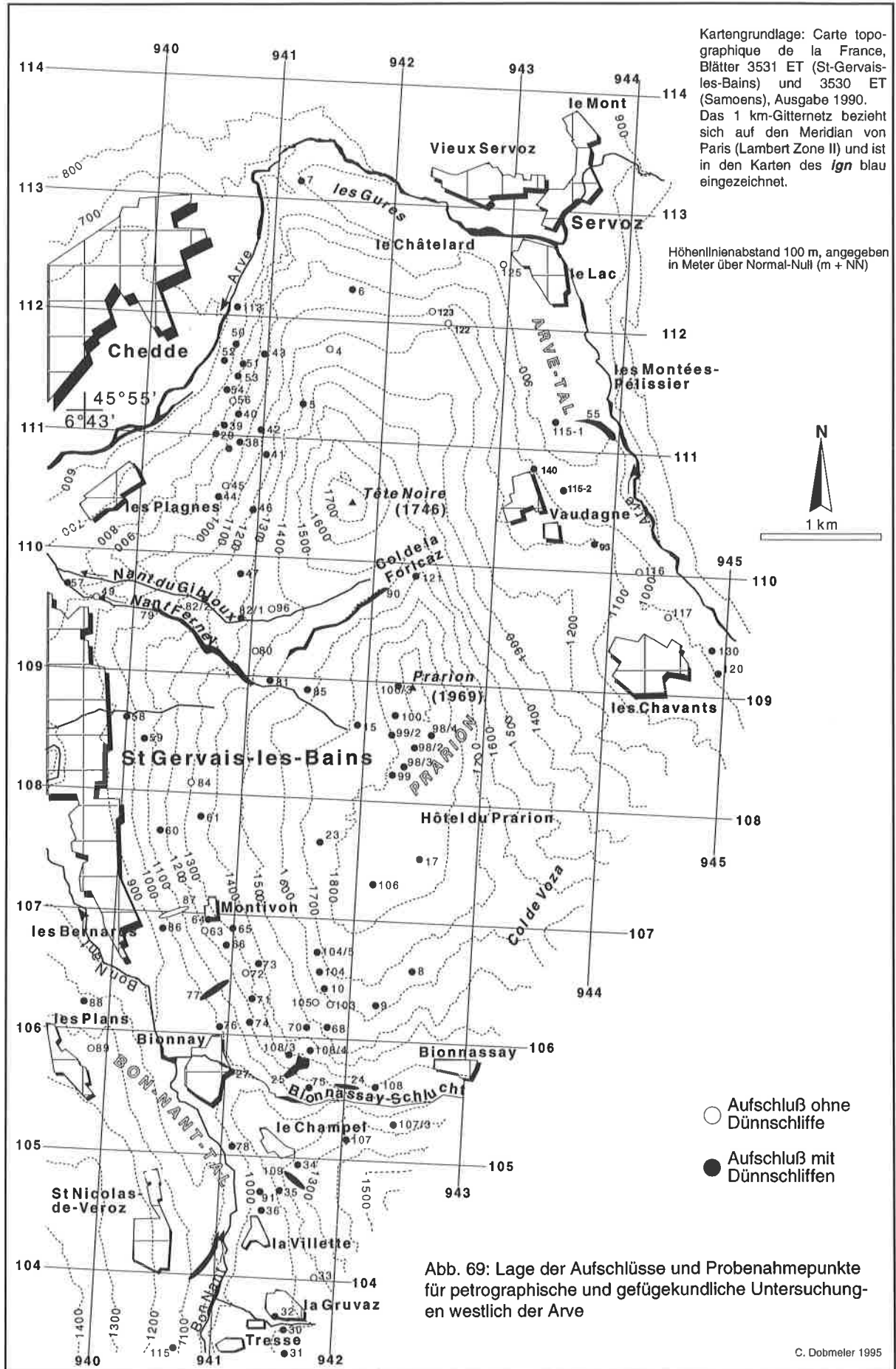
Probe	Koordinaten Rechtswert Hochwert		Lokalität	Gesteinstyp (prämetam.)	Tektonische Einheit	Untersuchung
93/076-AR	940900	106075	Bionnay	Paragneis	WGK	M
92/090-1G	942150	109735	Col de la Forclaz	Andesit	GGK	R, I
92/090-12G	942100	109720	Col de la Forclaz	Rhyolith	GGK	R, I
92/090-2G	942070	109700	Col de la Forclaz	Andesit	GGK	R, I
93/090-AR1	941990	109650	Col de la Forclaz	Basalt	GGK	R, I, M, P
92/090-3G	941988	109650	Col de la Forclaz	Basalt	GGK	R, I, M, P
92/090-4G	941985	109650	Col de la Forclaz	Basalt	GGK	R
92/090-5G	941980	109645	Col de la Forclaz	Basalt	GGK	R
92/090-6G	941840	109530	Col de la Forclaz	Dacit	GGK	R, I
92/090-7G	941750	109480	Col de la Forclaz	Basalt	GGK	R
92/090-8G	941745	109480	Col de la Forclaz	Basalt	GGK	R, I
92/090-9G	941675	109430	Col de la Forclaz	Bas. Andesit	GGK	R, I
93/090-AR3	941670	109430	Col de la Forclaz	Bas. Andesit	GGK	R, I, M
92/090-10G	941585	109375	Col de la Forclaz	Andesit	GGK	R
92/090-11G	941500	109300	Col de la Forclaz	Mylonit. And.	GGK	R
93/090-AR4	941300	109100	E St-Gervais	Paragneis	WGK	M
92/091-1G	941300	104625	la Vilette	Dacit	WGK	R
92/091-2G	941300	104623	la Vilette	Andesit	WGK	R, I
92/091-3G	941295	104610	la Vilette	Andesit	WGK	R
92/092-1G	945950	109050	Gare des Houches	Fe-Basalt	CU	R, I
92/092-2G	945930	109040	Gare des Houches	Fe-Basalt	CU	R, I
92/092-3G	945925	109035	Gare des Houches	Fe-Basalt	CU	R
92/093-1G	944150	109830	Straße n. Vaudagne	Monzogranit	Granit	R
92/093-2G	944100	109690	Straße n. Vaudagne	Monzogranit	Granit	R, I
92/093-3G	944040	109550	Straße n. Vaudagne	Monzogranit	Granit	R
92/094-1G	944050	113400	Diosaz-Schlucht	Rhyodacit	GGK	R
92/094-2G	944052	113400	Diosaz-Schlucht	Dacit	GGK	R
92/094-3G	944125	113320	Diosaz-Schlucht	Andesit	GGK	R, I
93/094-AR	944200	113300	Diosaz-Schlucht	Bas. Andesit	GGK	R, I, M, P
92/094-4G	944250	113280	Diosaz-Schlucht	Bas. Andesit	GGK	R, I
92/094-5G	944300	113310	Diosaz-Schlucht	Andesit	GGK	R, I
92/095-1G	945850	109075	Straße n. le Coupeau	Andesit	GGK	R
92/095-2G	945840	109070	Straße n. le Coupeau	Andesit	GGK	R, I, M, P
93/110-Ar	941080	105820	Str. n. le Contamine	Paragneis	WGK	M
94/120-1G	944775	109400	les Chavants	Dacit	CU	R
94/140-1G	943290	110820	Vaudagne	Andesit	CU	R
94/140-2G	943375	110700	Vaudagne	Andesit	CU	R
94/150-1G	944375	110850	Müldeponie, Arve-Tal	Dacit	CU	R, I
94/150-2G	944390	110775	Müldeponie, Arve-Tal	Rhyodacit	CU	R
93/C4-13	947780	112200	Col de Bel Lachat	Paragneis	ÖGK	M, P

Tab. 4b (Fortsetzung).

Gesamtgesteinschemische Daten

In den folgenden Tabellen (Tab. 5 bis 9, Seite 160 - 167) sind sämtliche Analysen für die Gesamtgesteinschemie enthalten. Folgende Zeichen und Abkürzungen kommen vor, die nicht im Abkürzungsverzeichnis enthalten sind:

" - "	nicht analysiert
"< "	unterhalb der Nachweisgrenze von xx ppm
NW	Nachweisgrenze, wenn diese nicht in ppm bekannt ist
B	Basalt
A	Andesit
RD	Rhyodacit
BA	Basaltischer Andesit
D	Dacit
R	Rhyolith



Kartengrundlage: Carte topographique de la France, Blätter 3531 ET (St-Gervais-les-Bains) und 3530 ET (Samoens), Ausgabe 1990.
 Das 1 km-Gitternetz bezieht sich auf den Meridian von Paris (Lambert Zone II) und ist in den Karten des *ign* blau eingezeichnet.

Höhenlinienabstand 100 m, angegeben in Meter über Normal-Null (m + NN)

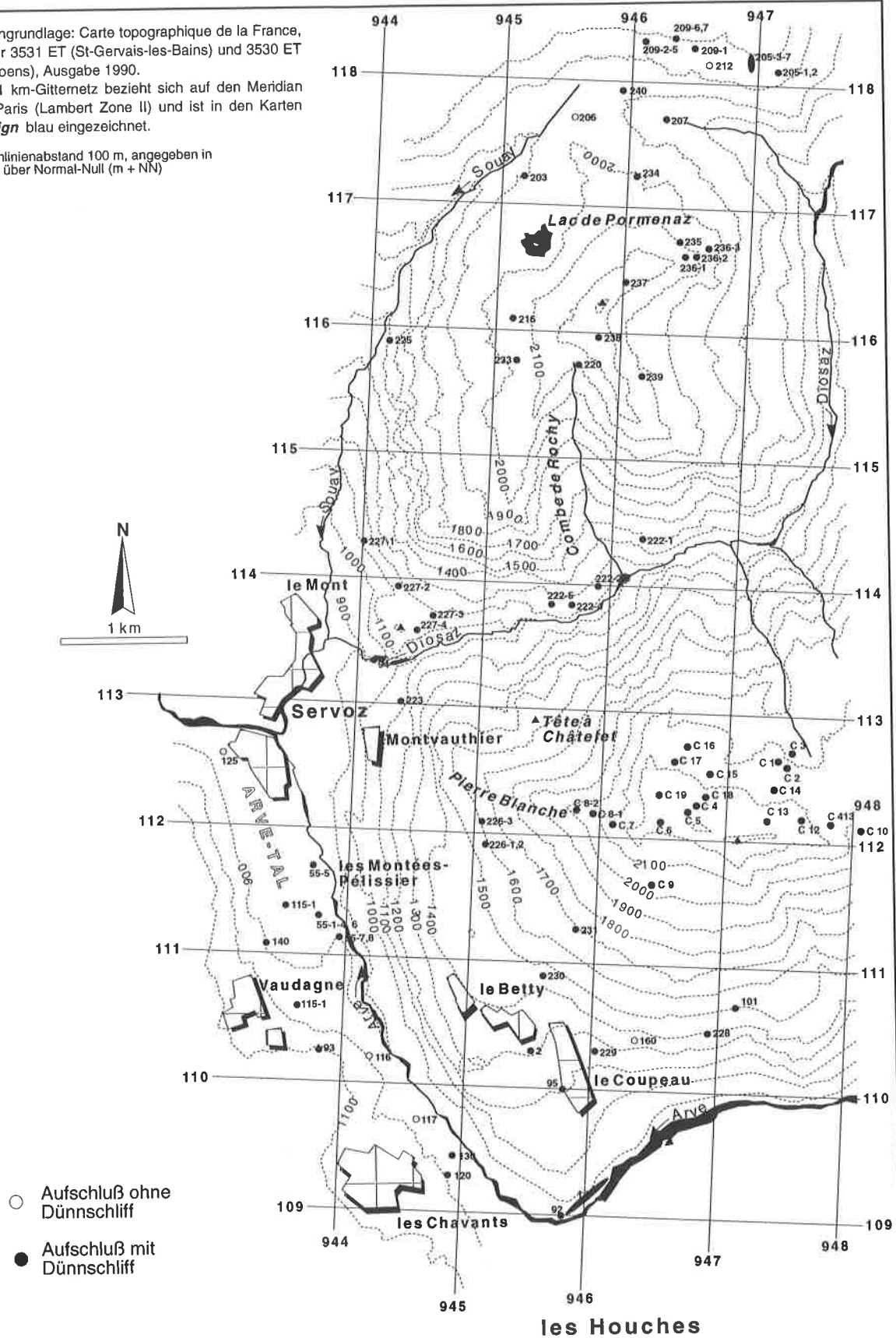
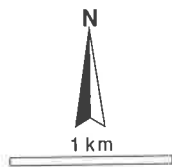


Abb. 70: Lage der Aufschlüsse und Probenahmepunkte für petrographische und gefügekundliche Untersuchungen östlich der Arve

Tab. 5: Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte in den Amphiboliten und dem Meta-Leukogranit des WGK

Probe	92/071-1G	92/010-1G	92/029-4G	92/029-5G	92/029-2G
Haupt- und Spurenelemente (RFA)					
SiO ₂	48,98	49,10	51,13	57,64	72,71
TiO ₂	0,74	1,75	1,81	0,65	0,19
Al ₂ O ₃	16,52	14,56	14,83	16,74	15,92
Fe ₂ O ₃	4,19	4,90	3,43	1,81	0,92
FeO	8,80	6,85	8,22	5,73	0,31
MnO	0,31	0,21	0,26	0,13	0,01
MgO	7,27	7,68	6,84	4,73	0,29
CaO	8,83	9,28	6,69	3,24	0,17
Na ₂ O	1,04	2,99	2,60	2,98	3,85
K ₂ O	1,22	0,72	1,47	2,42	3,38
P ₂ O ₅	0,08	0,14	0,17	0,16	0,08
H ₂ O	1,89	1,74	2,34	2,92	1,36
CO ₂	0,24	0,19	0,10	0,29	0,11
Gesamt	100,11	100,11	99,89	99,44	99,30
Mg-Zahl	0,45	0,53	0,45	0,45	0,48
Spurenelemente (RFA; ICP-MS nur f. Werte mit Kommastellen)					
Hf	0,72	3,12	3,04	<2	<2
Zr	21,1	123	109	61	112
Ta	0,09	0,19	0,33	-	-
Nb	1,5	2,1	3,79	5	<5
Y	21,1	33,2	32	20	9
Cs	7,72	2,00	2,78	-	-
Rb	49	21	40	67	99
Sr	212	179	364	431	298
Ba	136	111	398	821	778
Be	< NW	0,24	0,94	-	-
Cr	132	184	102	246	60
Ni	57	68	37	73	97
U	0,39	0,09	0,75	<2	<2
Th	0,28	0,29	0,88	2	15
Pb	7,41	4,03	5,08	<2	<2
Ga	13	17	17	14	17
Zn	92	104	127	95	12
Cd	0,14	0,18	0,27	-	-
Cu	4,79	40,8	51,9	40	<4
Co	53	59	47	30	<2
V	247	331	368	220	12
S	65	73	141	66	35
W	24,20	8,11	9,12	-	-
Mo	0,32	0,28	0,48	-	-
Sn	0,74	1,37	2,23	-	-
Ge	0,74	2,02	2,23	-	-
In	0,05	0,09	0,10	-	-
As	2,24	1,22	9,48	-	-
Sb	0,72	4,84	1,64	-	-
Bi	0,06	0,19	0,11	-	-
Seltenerdelemente (ICP-MS; RFA nur f. Werte ohne Kommastellen)					
La	2,23	4,43	9,01	8	27
Ce	5,604	13,61	21,4	28	64
Pr	0,881	2,28	3,07	-	-
Nd	4,678	12,37	14,46	12	17
Sm	1,67	4,19	4,45	-	-
Eu	0,92	1,55	1,52	-	-
Gd	1,98	4,60	4,78	-	-
Tb	0,38	0,86	0,86	-	-
Dy	2,66	5,81	5,70	-	-
Ho	0,64	1,35	1,29	-	-
Er	1,74	3,30	3,22	-	-
Tm	0,29	0,49	0,49	-	-
Yb	1,93	3,37	3,07	-	-
Lu	0,34	0,50	0,48	-	-

Tab. 6 : Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte der Amphibolgneis-Assoziation im WGK

Probe-Nr. Gestein*	92/075-1G A	92/075-2G A	92/075-3G A	92/075-4G RD	92/091-1G D	92/091-2G A	92/091-3G A
Haupt- und Nebenelemente (RFA) in Gew.-%							
SiO ₂	54,16	55,71	59,15	65,20	62,89	58,18	57,56
TiO ₂	1,93	2,46	1,27	0,52	0,72	0,74	0,78
Al ₂ O ₃	14,60	14,85	15,23	14,92	16,08	17,20	17,51
Fe ₂ O ₃	2,61	3,61	3,33	1,53	2,55	2,85	3,31
FeO	6,99	6,37	4,79	3,40	1,93	2,78	2,75
MnO	0,15	0,13	0,09	0,05	0,06	0,09	0,10
MgO	5,41	3,61	3,23	2,19	2,40	3,21	3,71
CaO	7,03	5,58	2,28	0,90	2,59	4,88	4,33
Na ₂ O	2,12	2,54	1,43	3,18	2,82	2,55	2,80
K ₂ O	1,83	2,14	4,51	4,35	4,10	3,20	3,21
P ₂ O ₅	0,24	0,38	0,21	0,10	0,15	0,19	0,20
H ₂ O	2,50	1,85	2,89	2,20	2,43	1,98	2,30
CO ₂	0,22	0,11	1,48	0,50	0,92	1,15	1,14
Gesamt	99,79	99,34	99,89	99,04	99,64	99,00	99,70
Mg-Zahl	0,44	0,36	0,40	0,31	0,50	0,54	0,57
Spurenelemente (RFA; ICP-MS nur f. Werte mit Kommastellen) in ppm							
Hf	3,80	5,02	12,70	2	2	2,88	<2
Zr	112	195	408	139	103	73	80
Ta	1,60	2,33	2,01	-	-	0,25	-
Nb	20,30	29,90	22,00	<5	<5	4,69	<5
Y	31	36	39	20	9	12	13
Cs	3,14	7,75	30,60	-	-	18,40	-
Rb	58	75	189	178	170	141	164
Sr	197	235	118	65	199	453	325
Ba	469	644	829	745	387	459	540
Be	1,17	1,60	2,87	-	-	0,08	-
Cr	163	55	78	74	52	64	82
Ni	70	45	48	65	25	57	43
U	1,26	1,65	3,03	<2	<2	0,25	<2
Th	7,86	8,88	24,00	3	<1	1,52	<1
Pb	7,14	8,96	11,00	13	<2	1,52	<2
Ga	17	21	18	17	18	17	17
Zn	95,90	111,00	92,30	85	50	73,50	67
Cd	0,12	0,18	0,12	-	-	0,09	-
Cu	33,30	23,10	8,50	<4	<4	19,80	<4
Co	44	39	31	17	15	20	23
V	256	273	171	123	95	116	128
S	177	160	61	137	<10	67	52
W	15,20	25,50	18,90	-	-	44,10	-
Mo	1,31	1,68	0,59	-	-	0,30	-
Sn	2,10	2,56	2,65	-	-	1,20	-
Ge	1,43	1,41	2,07	-	-	1,21	-
In	0,08	0,08	0,06	-	-	0,05	-
As	26,80	5,83	6,26	-	-	3,04	-
Sb	2,20	4,00	12,10	-	-	4,46	-
Bi	0,14	0,06	0,18	-	-	0,08	-
Seltenelemente (ICP-MS, RFA nur f. Werte ohne Kommastellen) in ppm							
La	32,01	33,35	73,44	27	18	15,92	5
Ce	72,13	73,72	147,5	55	39	34,71	26
Pr	8,72	8,98	16,59	-	-	4,32	-
Nd	34,89	36,12	65,35	15	8	17,02	9
Sm	7,73	8,31	12,24	-	-	3,44	-
Eu	1,76	2,19	1,96	-	-	1,08	-
Gd	6,73	7,52	9,97	-	-	3,06	-
Tb	1,03	1,16	1,35	-	-	0,45	-
Dy	6,13	6,41	7,37	-	-	2,455	-
Ho	1,28	1,42	1,48	-	-	0,511	-
Er	2,95	3,52	3,76	-	-	1,223	-
Tm	0,4	0,44	0,54	-	-	0,184	-
Yb	2,79	2,99	3,75	-	-	1,278	-
Lu	0,47	0,48	0,59	-	-	0,202	-

* Angegeben nach trocken rekalkuliertem SiO₂-Gehalt

Tab. 7: Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte in den Gesteinen des GGK

Probe-Nr.	93/090-AR1	92/001-3G	92/090-5G	92/090-4G	92/090-3G	92/090-8G	92/090-7G	92/024-5G	92/094-4G	93/094-AR
Gestein*	B	B	B	B	B	B	BA	BA	BA	BA
Haupt- und Nebenelemente (RFA) in Gew.-%										
SiO ₂	44,20	44,67	44,92	45,45	46,04	46,44	48,85	50,00	51,91	51,95
TiO ₂	1,02	1,55	1,06	1,02	1,52	1,05	0,68	1,77	1,58	1,99
Al ₂ O ₃	17,59	12,69	18,00	16,84	17,17	14,79	17,04	16,93	16,12	15,34
Fe ₂ O ₃	3,40	2,14	2,94	3,75	3,43	3,22	2,67	4,97	2,76	5,09
FeO	6,72	8,67	6,93	7,92	7,72	7,16	5,02	5,64	6,61	4,87
MnO	0,15	0,25	0,15	0,16	0,20	0,20	0,12	0,13	0,16	0,13
MgO	9,87	9,97	10,29	10,11	8,91	7,08	6,64	5,66	5,86	3,71
CaO	8,14	6,61	8,39	7,82	8,00	10,83	7,31	6,52	5,19	5,63
Na ₂ O	2,53	1,62	1,77	1,91	2,20	2,66	3,63	2,73	4,85	6,28
K ₂ O	0,83	0,00	0,73	0,53	0,54	0,56	0,31	0,94	0,50	0,65
P ₂ O ₅	0,11	0,18	0,12	0,11	0,19	0,20	0,04	0,63	0,20	0,24
H ₂ O	4,28	4,88	4,20	3,96	3,72	2,44	3,47	2,77	2,78	3,17
CO ₂	0,36	6,76	0,35	0,64	0,21	3,51	3,67	0,83	0,82	0,52
Gesamt	99,19	99,99	99,85	100,22	99,85	100,14	99,45	99,52	99,34	99,56
Mg-Zahl	0,59	0,53	0,60	0,56	0,54	0,50	0,57	0,50	0,47	0,43
Spurenelemente (RFA; ICP-MS nur f. Elemente mit Kommastellen) in ppm										
Hf	1,93	<2	<2	<2	2,25	1,72	<2	<2	3,25	4,26
Zr	53	90	52	46	67	59	23	40	132	155
Ta	0,27	-	-	-	0,36	0,05	-	-	0,30	0,40
Nb	3,39	<5	<5	<5	4,76	0,48	<5	<5	3,66	5,02
Y	11	24	14	11	17	25	16	20	26	35
Cs	2,34	-	-	-	1,54	0,78	-	-	4,96	3,18
Rb	18	<1	21	12	13	11	13	48	19	9
Sr	380	242	444	330	408	90	236	618	146	227
Ba	87	<3	135	150	151	90	67	268	231	310
Be	< NW	-	-	-	0,45	0,06	-	-	1,19	0,40
Cr	49	379	41	142	142	239	238	115	65	20
Ni	56	147	55	49	38	71	105	74	15	14
U	0,25	<2	<2	<2	0,24	1,47	<2	<2	0,25	0,39
Th	0,56	<1	<1	<1	0,40	0,10	<1	<1	0,46	0,62
Pb	2,83	<2	<2	<2	2,95	2,03	<2	<2	2,44	33,30
Ga	15	14	14	15	15	12	14	19	16	18
Zn	98,00	129	101	145	125,00	80,60	69	108	96,60	90,80
Cd	0,17	-	-	-	0,32	0,37	-	-	0,08	0,13
Cu	25,00	23	<4	<4	4,11	2,58	<4	<4	22,80	335,00
Co	67	59	65	69	62	50	41	44	38	37
V	103	318	109	111	166	248	239	327	266	268
S	<10	154	53	51	51	67	50	52	129	1527
W	1,43	-	-	-	4,09	3,46	-	-	2,00	4,62
Mo	0,12	-	-	-	0,43	0,05	-	-	0,29	0,39
Sn	0,83	-	-	-	1,10	0,56	-	-	1,13	1,93
Ge	1,03	-	-	-	1,25	0,82	-	-	1,44	1,45
In	0,03	-	-	-	0,06	0,06	-	-	0,07	0,09
As	1,15	-	-	-	0,62	0,84	-	-	6,66	17,00
Sb	0,44	-	-	-	0,52	0,20	-	-	3,15	7,02
Bi	0,01	-	-	-	0,03	<NW	-	-	0,04	0,17
Seltenerdelemente (ICP-MS; RFA nur f. Werte ohne Kommastellen) in ppm										
La	4,99	<4	<4	<4	6,62	1,69	<4	16	6,48	10,13
Ce	12,71	14	<6	15	17,03	5,74	<6	31	19,06	27,67
Pr	1,77	-	-	-	2,47	1,03	-	-	2,85	4,29
Nd	8,47	11	4	8	11,94	5,96	<3	24	13,45	21,49
Sm	2,52	-	-	-	3,58	2,43	-	-	3,79	6,50
Eu	1,12	-	-	-	1,53	0,85	-	-	1,34	2,15
Gd	2,27	-	-	-	3,25	3,01	-	-	3,73	6,32
Tb	0,40	-	-	-	0,58	0,59	-	-	0,71	1,12
Dy	2,58	-	-	-	3,42	4,15	-	-	4,75	6,60
Ho	0,56	-	-	-	0,78	1,01	-	-	1,05	1,66
Er	1,36	-	-	-	1,91	2,54	-	-	2,66	3,85
Tm	0,19	-	-	-	0,27	0,39	-	-	0,40	0,56
Yb	1,30	-	-	-	1,83	2,52	-	-	2,69	3,77
Lu	0,18	-	-	-	0,25	0,39	-	-	0,43	0,61

* Angegeben entsprechend dem trocken rekalkulierten SiO₂-Gehalt

Tab. 7b (Fortsetzung)

Probe-Nr. 93/024-AR 93/090-3AR 92/090-9G 92/090-2G 92/090-1G 92/094-3G 94/002-1G 92/090-11G 92/024-3G 94/002-2G
 Gestein* BA BA BA A A A A A A A

Haupt- und Nebenelemente (RFA) in Gew.-%										
SiO ₂	52,31	52,47	53,00	53,88	53,93	54,95	55,01	55,67	56,57	56,80
TiO ₂	0,36	0,54	0,77	1,30	1,70	0,54	2,37	1,12	1,76	0,91
Al ₂ O ₃	17,59	16,19	16,55	15,93	16,01	17,74	16,96	16,20	18,63	17,92
Fe ₂ O ₃	2,40	2,54	2,29	2,67	2,62	2,01	2,32	1,87	2,55	1,91
FeO	4,64	4,98	4,98	6,76	6,72	4,54	7,70	8,01	3,95	6,08
MnO	0,11	0,10	0,17	0,15	0,16	0,12	0,11	0,13	0,10	0,08
MgO	9,32	6,99	6,96	5,82	4,42	6,21	4,82	3,37	2,37	4,28
CaO	3,72	5,36	7,02	3,52	4,80	2,41	0,92	6,25	2,20	0,49
Na ₂ O	4,74	5,42	4,59	4,87	3,19	3,67	1,05	2,64	2,84	5,90
K ₂ O	0,78	0,71	0,53	0,04	0,95	2,37	2,31	1,03	3,23	0,84
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,05	0,11	0,31	0,11	0,66	0,04	0,28	0,18
H ₂ O	3,92	2,56	1,81	3,14	3,08	3,59	4,79	2,64	3,07	3,66
CO ₂	0,18	0,57	0,76	1,44	1,30	1,60	0,09	1,06	1,57	0,28
Gesamt	100,10	98,44	99,48	99,63	99,19	99,86	99,11	100,03	99,12	99,31
Mg-Zahl	0,67	0,58	0,58	0,46	0,40	0,58	0,38	0,30	0,38	0,41
Spurenelemente (RFA; ICP-MS nur f. Elemente mit Kommastellen) in ppm										
Hf	1,11	1,24	1,30	2,50	4,88	1,84	7	<2	<2	3
Zr	20	32	35	84	191	72	407	<2	112	112
Ta	0,08	0,04	0,04	0,09	1,04	0,06	-	-	-	-
Nb	1,52	0,39	0,45	1,17	13,20	0,71	8	<5	<5	<5
Y	10	8	20	23	37	10	40	17	9	5
Cs	2,85	4,38	1,44	0,82	4,30	13,40	-	-	-	-
Rb	20	22	12	0	24	89	141	44	133	47
Sr	313	157	193	77	216	118	37	510	118	48
Ba	247	62	127	29	374	332	1796	240	211	83
Be	1,09	0,54	0,12	0,83	1,09	1,80	-	-	-	-
Cr	57	226	275	44	109	136	24	40	36	58
Ni	29	44	94	11	46	82	18	30	23	44
U	0,15	0,21	0,33	0,28	1,26	0,46	<2	<2	<2	<2
Th	0,68	0,24	0,11	0,30	3,07	0,41	<1	<1	<1	<1
Pb	4,19	1,87	1,39	20,20	9,40	1,46	<2	<2	<2	<2
Ga	13	14	14	19	18	16	25	19	19	14
Zn	82,50	58,90	57,70	150,00	106,00	65,00	112	122	32	78
Cd	0,06	0,11	0,17	0,08	0,22	0,04	-	-	-	-
Cu	2,38	2,42	115,00	12,80	52,50	1,52	80	51	<4	52
Co	30	41	39	43	41	32	42	38	21	33
V	198	194	207	238	190	147	252	419	300	154
S	<10	<10	100	61	332	43	257	661	130	<10
W	2,97	3,54	2,40	2,83	5,02	13,90	-	-	-	-
Mo	0,10	0,03	0,19	0,25	1,04	0,15	-	-	-	-
Sn	0,93	0,46	0,67	0,93	2,47	0,58	-	-	-	-
Ge	1,26	1,41	1,17	1,12	1,66	1,08	-	-	-	-
In	0,05	0,03	0,05	0,06	0,08	0,03	-	-	-	-
As	0,69	1,94	3,74	2,05	2,01	1,83	-	-	-	-
Sb	1,41	1,38	0,63	0,30	1,61	4,45	-	-	-	-
Bi	0,01	0,01	0,03	0,08	0,13	0,02	-	-	-	-
Seltenerdelemente (ICP-MS; RFA nur f. Werte ohne Kommastellen) in ppm										
La	2,94	1,71	2,47	2,07	21,17	3,28	5	<4	<4	<4
Ce	7,35	5,32	6,70	6,65	49,65	8,25	<6	<6	16	<6
Pr	1,03	0,85	1,11	1,10	6,36	1,15	-	-	-	-
Nd	4,88	4,15	5,81	6,39	27,88	5,10	<3	3	3	<3
Sm	1,48	1,34	2,05	2,53	6,86	1,42	-	-	-	-
Eu	0,51	0,49	0,95	0,79	2,05	0,62	-	-	-	-
Gd	1,45	1,38	2,40	2,63	6,20	1,52	-	-	-	-
Tb	0,28	0,27	0,47	0,56	1,08	0,26	-	-	-	-
Dy	1,88	1,79	3,08	3,84	6,57	1,48	-	-	-	-
Ho	0,47	0,46	0,80	0,95	1,46	0,38	-	-	-	-
Er	1,24	1,17	1,90	2,52	3,76	0,96	-	-	-	-
Tm	0,21	0,18	0,29	0,41	0,53	0,14	-	-	-	-
Yb	1,31	1,13	2,00	2,74	3,69	0,98	-	-	-	-
Lu	0,24	0,21	0,35	0,46	0,59	0,17	-	-	-	-

* Angegeben entsprechend dem trocken rekalkulierten SiO₂-Gehalt

Tab. 7c (Fortsetzung)

Probe-Nr. Gestein*	92/024-2G A	92/095-1G A	92/095-2G A	92/094-5G A	92/001-5G A	92/001-4G D	92/090-10G A	92/001-2G S	92/094-2G D	92/024-4G D
Haupt- und Nebenelemente (RFA) in Gew.-%										
SiO ₂	56,82	58,01	58,06	59,63	60,26	60,28	60,42	61,00	61,81	62,01
TiO ₂	1,68	0,52	0,56	0,39	0,81	1,16	0,62	0,78	0,79	0,92
Al ₂ O ₃	18,51	16,00	16,69	16,32	18,48	15,41	16,40	18,09	16,22	17,51
Fe ₂ O ₃	1,99	2,54	2,51	2,35	1,85	1,62	2,18	2,08	1,63	1,75
FeO	5,91	3,52	3,23	3,54	5,83	6,24	4,30	5,02	4,62	3,79
MnO	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,34	0,08	0,16	0,10	0,06
MgO	4,50	5,81	4,85	4,39	2,85	3,14	4,21	3,04	3,65	3,65
CaO	0,66	5,85	6,38	5,45	0,18	1,35	2,27	0,22	0,87	0,93
Na ₂ O	1,92	2,78	4,84	4,37	0,94	2,17	4,62	1,53	6,06	4,17
K ₂ O	2,84	0,36	0,22	0,75	3,87	1,98	0,79	3,18	0,21	1,59
P ₂ O ₅	0,27	0,07	0,08	0,03	0,13	0,58	0,07	0,12	0,19	0,18
H ₂ O	4,65	3,28	2,04	1,92	4,13	3,24	2,84	3,89	2,50	3,08
CO ₂	0,29	1,19	0,09	0,74	0,16	1,96	1,35	0,23	0,81	0,36
Gesamt	100,12	100,02	99,64	99,98	99,59	99,47	100,15	99,34	99,46	100,00
Mg-Zahl		0,62	0,60	0,55	0,33	0,33	0,49	0,38	0,44	0,49
Spurenelemente (RFA; ICP-MS nur f. Elemente mit Kommastellen) in ppm										
Hf	3,11	<2	1,74	1,49	2	6	<2	<2	2	<2
Zr	112	35	44	33	180	314	93	180	154	113
Ta	0,33	-	0,06	0,03	-	-	-	-	-	-
Nb	3,90	<5	0,71	0,29	10	15	<5	8	<5	<5
Y	8	9	15	7	27	24	17	17	23	8
Cs	19,00	-	0,75	2,45	-	-	-	-	-	-
Rb	112	15	9	31	174	108	33	134	11	68
Sr	50	452	364	318	54	254	147	45	89	206
Ba	288	122	274	127	799	571	130	812	118	294
Be	3,77	-	0,84	0,51	-	-	-	-	-	-
Cr	27	131	110	80	108	90	26	102	49	79
Ni	16	75	54	83	64	65	15	60	40	56
U	0,81	<2	0,49	0,35	<2	7	<2	<2	<2	<2
Th	2,38	<1	0,40	0,32	7	39	<1	7	<1	<1
Pb	1,51	<2	3,21	6,32	<2	19	<2	<2	<2	<2
Ga	20	12	16	12	22	20	16	21	17	19
Zn	68,60	54	42,00	51,10	153	165	73	112	86	75
Cd	0,08	-	0,12	0,06	-	-	-	-	-	-
Cu	3,79	32	41,40	91,30	<4	18	<4	28	<4	<4
Co	31	26	25	26	30	29	28	30	24	23
V	328	112	151	128	158	127	148	150	128	126
S	102	47	75	71	34	39	<10	111	<10	<10
W	4,14	-	8,54	35,40	-	-	-	-	-	-
Mo	0,76	-	0,22	0,86	-	-	-	-	-	-
Sn	1,67	-	0,60	0,39	-	-	-	-	-	-
Ge	1,93	-	1,39	0,94	-	-	-	-	-	-
In	0,03	-	0,03	0,02	-	-	-	-	-	-
As	5,16	-	3,48	1,48	-	-	-	-	-	-
Sb	11,70	-	1,55	3,15	-	-	-	-	-	-
Bi	0,01	-	0,03	0,02	-	-	-	-	-	-
Seltenerdelemente (ICP-MS; RFA nur f. Werte ohne Kommastellen) in ppm										
La	9,04	<4	4,93	2,35	33	69	<4	18	11	15
Ce	20,79	<6	11,93	5,84	62	141	<6	49	35	37
Pr	2,54	-	1,70	0,84	-	-	-	-	-	-
Nd	10,59	<3	7,91	3,90	25	71	<3	17	16	13
Sm	2,05	-	2,22	1,17	-	-	-	-	-	-
Eu	0,73	-	0,96	0,50	-	-	-	-	-	-
Gd	1,89	-	2,19	1,18	-	-	-	-	-	-
Tb	0,27	-	0,38	0,22	-	-	-	-	-	-
Dy	1,67	-	2,29	1,32	-	-	-	-	-	-
Ho	0,38	-	0,56	0,29	-	-	-	-	-	-
Er	1,03	-	1,32	0,77	-	-	-	-	-	-
Tm	0,16	-	0,17	0,14	-	-	-	-	-	-
Yb	1,12	-	1,21	0,78	-	-	-	-	-	-
Lu	0,21	-	0,22	0,13	-	-	-	-	-	-

* Angegeben entsprechend dem trocken rekalkulierten SiO₂-Gehalt

Tab. 7d (Fortsetzung)

Probe-Nr. 94/150-1G 92/090-6G 92/024-1G 92/001-6G 92/094-1G 92/024-6G 92/001-7G 94/150-2G 92/090-12G
 Gestein* D D D RD RD RD RD RD R

Haupt- und Nebenelemente (RFA) in Gew.-%

SiO ₂	62,26	62,64	63,40	65,74	66,69	68,94	70,25	71,56	72,86
TiO ₂	0,78	0,89	0,80	0,78	0,68	0,68	0,72	0,61	0,34
Al ₂ O ₃	17,85	14,81	15,13	16,72	15,61	14,00	16,40	13,60	14,12
Fe ₂ O ₃	2,17	2,37	2,23	1,46	0,95	1,50	1,41	1,60	1,02
FeO	3,53	6,96	3,53	4,45	2,87	2,86	2,76	2,38	1,58
MnO	0,08	0,29	0,10	0,05	0,08	0,05	0,02	0,02	0,04
MgO	2,32	2,90	2,75	2,16	2,23	1,70	0,79	1,21	1,26
CaO	0,19	2,64	4,05	0,25	0,72	0,81	0,00	0,14	0,27
Na ₂ O	2,57	4,17	3,61	0,28	5,72	2,73	0,00	2,26	6,74
K ₂ O	4,03	0,23	1,11	3,94	0,94	2,98	4,57	4,18	0,49
P ₂ O ₅	0,11	0,15	0,26	0,12	0,14	0,08	0,01	0,10	0,05
H ₂ O	3,24	2,28	2,00	3,37	1,94	2,19	2,86	2,22	1,30
CO ₂	0,14	0,10	0,20	0,26	0,74	0,56	0,16	0,09	0,13
Gesamt	99,26	100,43	99,15	99,58	99,31	99,06	99,95	99,96	100,20
Mg-Zahl	0,40	0,29	0,44	0,33	0,44	0,37	0,22	0,34	0,44

Spurenelemente (RFA; ICP-MS nur f. Elemente mit Kommastellen) in ppm

Hf	5,21	4,69	3	3	<2	5	4	4	4,79
Zr	179	163	97	197	122	190	257	184	143
Ta	0,95	0,12	-	-	-	-	-	-	0,15
Nb	11,00	1,36	<5	6	<5	<5	5	<5	1,43
Y	24	47	17	32	7	22	28	21	20
Cs	8,04	0,85	-	-	-	-	-	-	1,01
Rb	129	7	29	191	52	70	207	153	9
Sr	45	54	549	50	74	64	52	56	59
Ba	762	35	313	706	399	391	635	2113	9,26
Be	1,93	-	-	-	-	-	-	-	1,07
Cr	63	54	38	96	47	62	67	48	7
Ni	30	31	62	54	39	53	51	34	11
U	2,90	0,27	<2	<2	<2	<2	<2	<2	1,20
Th	9,11	0,31	<1	7	<1	<1	7	<1	1,56
Pb	4,18	3,66	<2	<2	<2	<2	<2	<2	1,12
Ga	21	18	14	20	16	15	20	14	11
Zn	81,10	254,00	70	105	37	42	37	65	40,70
Cd	0,09	0,28	-	-	-	-	-	-	0,03
Cu	33,20	44,90	81	<4	<4	<4	<4	<4	4,45
Co	20	27	20	21	13	15	12	10	7
V	134	114	138	146	120	92	113	86	45
S	<10	393	68	35	95	70	105	168	88
W	3,59	11,90	-	-	-	-	-	-	9,76
Mo	0,25	0,83	-	-	-	-	-	-	0,16
Sn	2,61	1,21	-	-	-	-	-	-	2,43
Ge	1,67	1,04	-	-	-	-	-	-	0,96
In	0,06	0,08	-	-	-	-	-	-	0,02
As	1,18	0,72	-	-	-	-	-	-	2,06
Sb	2,07	0,31	-	-	-	-	-	-	0,78
Bi	0,13	0,07	-	-	-	-	-	-	0,04

Seltenerdelemente (ICP-MS; RFA nur f. Werte ohne Kommastellen) in ppm

La	33,96	5,14	7	15	<4	25	20	19	6,41
Ce	72,03	16,18	26	36	<6	47	47	45	17,08
Pr	8,68	2,65	-	-	-	-	-	-	2,32
Nd	34,89	14,42	5	10	<3	17	16	<3	10,32
Sm	7,33	5,24	-	-	-	-	-	-	2,81
Eu	1,65	1,50	-	-	-	-	-	-	0,50
Gd	5,63	5,75	-	-	-	-	-	-	2,63
Tb	0,84	1,14	-	-	-	-	-	-	0,48
Dy	4,71	7,44	-	-	-	-	-	-	3,32
Ho	1,00	1,83	-	-	-	-	-	-	0,82
Er	2,67	4,68	-	-	-	-	-	-	2,23
Tm	0,47	0,75	-	-	-	-	-	-	0,36
Yb	2,98	4,93	-	-	-	-	-	-	2,32
Lu	0,52	0,77	-	-	-	-	-	-	0,38

* Angegeben entsprechend dem trocken rekalkulierten SiO₂-Gehalt

Tab. 8: Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte in den unterkarbonischen Metavulkaniten

Probe	92/092-3	92/092-2	92/092-1	94/140-1	92/005-1	94/140-2	94/120-1
Gestein	B	B	B	A	A	A	D
Haupt- und Nebenelemente (RFA) in Gew.-%							
SiO ₂	45,75	47,28	48,41	54,55	55,30	55,86	64,93
TiO ₂	2,11	2,17	2,13	0,57	2,08	2,52	0,77
Al ₂ O ₃	14,65	14,70	15,65	18,73	16,20	16,46	15,83
Fe ₂ O ₃	3,15	2,41	4,63	3,00	1,82	2,78	2,08
FeO	9,19	10,01	7,79	3,59	7,45	5,28	1,49
MnO	0,20	0,21	0,23	0,07	0,11	0,04	0,02
MgO	5,71	6,13	6,06	6,07	3,71	3,38	1,73
CaO	7,31	6,46	2,75	0,81	1,58	0,36	0,49
Na ₂ O	2,84	2,25	2,46	6,41	5,77	6,56	3,27
K ₂ O	0,34	0,20	1,38	0,93	0,05	1,58	6,28
P ₂ O ₅	0,24	0,25	0,36	0,10	0,43	0,22	0,30
H ₂ O	4,10	4,51	4,30	3,54	3,46	3,52	1,96
CO ₂	3,58	2,67	3,42	0,81	1,52	0,12	0,15
Gesamt	99,17	99,25	99,57	99,18	99,48	98,68	99,30
Mg-Zahl	0,38	0,38	0,44	0,63	0,33	0,39	0,54
Spurenelemente (RFA; ICP-MS nur f. Werte mit Kommastellen) in ppm							
Hf	4	3,76	4,35	1,69	7,47	4	5
Zr	131	144	172	57	308	174	267
Ta	-	0,46	0,56	0,13	0,83	-	-
Nb	6	5,96	7,05	1,59	10,50	<5	<5
Y	36	37	29	7	57	43	17
Cs	-	5,59	14,80	3,95	0,94	-	-
Rb	48	14	121	29	4	49	209
Sr	215	185	222	56	111	53	137
Ba	91	160	441	62	25	1633	1721
Be	-	1,3	1,26	0,78	0,33	-	-
Cr	187	179	110	92	24	57	50
Ni	34	33	45	48	11	35	18
U	<2	0,24	0,40	0,42	1,41	<2	<2
Th	<1	0,57	0,84	0,74	5,42	<1	18
Pb	<2	4,69	3,91	1,23	4,33	<2	2
Ga	18	18	19	16	21	22	19
Zn	115	108,00	107,00	56,00	139,00	81	64
Cd	-	0,12	0,05	0,05	0,10	-	-
Cu	45	48,00	7,42	58,40	46,70	<5	<5
Co	62	61	51	30	29	29	9
V	320	332	261	156	251	438	83
S	267	136	<10	79	940	1257	92
W	-	1,49	1,59	2,08	6,54	-	-
Mo	-	0,49	0,10	0,23	1,30	-	-
Sn	-	1,14	1,39	0,80	2,03	-	-
Ge	-	1,73	1,85	1,32	1,46	-	-
In	-	0,07	0,07	0,02	0,07	-	-
As	-	14,90	2,30	6,81	1,69	-	-
Sb	-	5,70	10,70	1,81	1,62	-	-
Bi	-	0,01	0,02	0,04	0,04	-	-
Seltenerdelemente (ICP-MS; RFA nur f. Werte ohne Kommastelle) in ppm							
La	9	8,81	9,03	4,72	26,89	6	70
Ce	17	23,29	23,71	11,27	60,96	26	13
Pr	-	3,57	3,54	1,58	7,96	-	-
Nd	14	17,46	17,4	7,01	35,66	5	17
Sm	-	5,37	4,9	1,75	8,7	-	-
Eu	-	2,22	1,71	0,6	2,12	-	-
Gd	-	5,44	4,66	1,56	8,45	-	-
Tb	-	1,03	0,85	0,25	1,54	-	-
Dy	-	6,64	5,58	1,71	9,28	-	-
Ho	-	1,49	1,27	0,38	2,23	-	-
Er	-	3,81	3,24	1	5,84	-	-
Tm	-	0,57	0,56	0,17	0,85	-	-
Yb	-	3,65	3,58	1,05	5,64	-	-
Lu	-	0,57	0,59	0,18	0,87	-	-

Tab. 9: Haupt-, Neben- und Spurenelementgehalte sowie CIPW-Normberechnungen für den Granit von Montées-Péllissier

Probe 92/055-1G 92/055-2G 92/055-3G 92/093-1G 92/093-2G 92/093-3G

Haupt- und Nebenelemente (RFA) in Gew.-%						
SiO ₂	66,98	67,15	67,92	68,32	68,22	69,99
TiO ₂	0,46	0,43	0,40	0,44	0,45	0,41
Al ₂ O ₃	15,86	15,75	15,75	15,72	15,41	15,06
Fe ₂ O ₃	0,89	0,84	0,96	1,66	1,03	1,26
FeO	1,56	1,60	1,46	1,57	1,80	1,08
MnO	0,06	0,06	0,05	0,03	0,04	0,02
MgO	1,28	1,21	1,41	0,94	1,76	1,65
CaO	1,48	1,33	1,42	0,30	0,43	0,24
Na ₂ O	2,51	2,08	2,72	2,07	2,43	0,27
K ₂ O	5,26	5,73	5,17	6,25	5,30	7,53
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,16	0,17	0,19	0,15
H ₂ O	1,64	1,73	1,38	1,58	1,82	1,97
CO ₂	1,13	1,01	0,70	0,10	0,17	0,10
Gesamt	99,28	99,08	99,50	99,15	99,05	99,73
Mg-Zahl	0,96	0,96	0,97	0,91	0,91	0,92
Spurenelemente (RFA; ICP-MS nur f. Werte mit Kommastellen) in ppm						
Ba	1147	1127	1143	1572	1160	1387
Rb	233	252	229	270	232	346
Sr	188	175	273	172	215	126
Th	39,10	24	21	31	30,80	24
Ta	2,15	-	-	-	1,50	-
U	10,80	2	5	3	8,52	<2
Zr	158	157	144	176	154	150
Y	12	14	12	12	12	12
Nb	17,40	8	7	8	14,70	8
Hf	5,45	2	<2	<2	5,06	<2
Pb	33,00	35	44	30	31,90	32
Ga	17	19	17	17	17	19
Zn	32,70	28	31	28	51,90	35
Cu	5,11	<4	<4	<4	4,83	<4
Ni	96	82	81	99	93	68
Co	8	7	7	9	8	8
Cr	121	123	85	88	112	96
V	59	52	49	56	55	50
S	59	59	48	77	67	62
Seltenelemente (ICP-MS; RFA nur f. Werte ohne Kommastellen) in ppm						
La	33,97	27	19	16	37,84	28
Ce	67,37	63	42	33	74,64	55
Pr	7,63	-	-	-	8,45	-
Nd	29,07	13	8	6	31,81	12
Sm	5,10	-	-	-	5,78	-
Eu	1,14	-	-	-	1,20	-
Gd	3,76	-	-	-	4,02	-
Tb	0,48	-	-	-	0,49	-
Dy	2,30	-	-	-	2,402	-
Ho	0,402	-	-	-	0,454	-
Er	1,063	-	-	-	1,154	-
Tm	0,151	-	-	-	0,174	-
Yb	1,094	-	-	-	1,146	-
Lu	0,178	-	-	-	0,19	-
CIPW-Norm						
Q	27,56	28,78	27,39	30,70	30,40	37,46
C	3,74	4,09	3,42	5,35	5,33	6,38
Z	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03
Or	32,07	34,93	31,30	37,68	32,06	45,59
Ab	21,85	18,10	23,50	17,82	20,98	2,34
An	6,79	6,08	6,54	8,01	1,27	0,58
Hy	4,80	4,78	4,93	3,23	6,29	4,50
Mt	1,33	1,25	1,42	2,45	1,52	1,87
Cm	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
Il	0,90	0,84	0,78	0,85	0,87	0,80
Ap	0,43	0,40	0,40	0,48	0,51	0,43
Pr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Gesamt	99,53	99,32	99,74	99,45	99,30	100,00

Tab. 11c (Fortsetzung)

Analyse	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Summe	Si	Ti	Al4	Al6	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Xpg	Xphg
027-msk	47,67	1,30	33,14	0,00	1,45	0,05	1,17	0,00	0,76	9,81	95,35	6,47	0,13	1,53	3,77	0,00	0,16	0,01	0,20	0,00	0,20	1,70	0,11	0,24 Ms I
027-m1k	47,36	1,27	33,01	0,04	1,35	0,03	1,20	0,00	0,79	9,94	94,99	6,47	0,13	1,53	3,78	0,00	0,15	0,00	0,19	0,00	0,21	1,73	0,11	0,23 Ms I
027-m1k	47,83	1,37	32,83	0,03	1,43	0,00	1,30	0,00	0,72	9,85	95,36	6,51	0,14	1,49	3,75	0,00	0,16	0,00	0,16	0,00	0,19	1,71	0,10	0,26 Ms I
027-m1m	48,32	1,25	32,82	0,02	1,31	0,01	1,22	0,00	0,77	9,90	95,63	6,52	0,13	1,48	3,75	0,00	0,15	0,00	0,23	0,00	0,20	1,70	0,11	0,26 Ms I
027-m1m	47,08	1,44	33,04	0,05	1,36	0,00	1,15	0,04	0,78	9,58	94,51	6,43	0,15	1,57	3,74	0,01	0,15	0,00	0,24	0,01	0,21	1,67	0,11	0,21 Ms I
027-m1r	47,37	1,11	34,35	0,01	1,22	0,05	0,87	0,00	0,84	9,71	95,52	6,37	0,11	1,63	3,81	0,00	0,14	0,01	0,26	0,00	0,22	1,66	0,12	0,18 Ms I
027-m1r	47,63	1,37	33,28	0,04	1,30	0,00	1,13	0,01	0,80	9,75	95,30	6,44	0,14	1,56	3,75	0,00	0,15	0,00	0,25	0,00	0,21	1,68	0,11	0,22 Ms I
027-m4k	47,26	1,00	34,81	0,02	1,08	0,02	0,83	0,00	0,89	9,64	95,56	6,39	0,10	1,61	3,93	0,00	0,12	0,00	0,10	0,00	0,23	1,66	0,12	0,19 Ms I
027-m4m	47,78	0,99	34,87	0,01	1,02	0,06	0,81	0,00	0,92	9,52	95,98	6,40	0,10	1,60	3,90	0,00	0,11	0,01	0,17	0,00	0,24	1,63	0,13	0,20 Ms I
027-m4m	47,62	1,14	34,12	0,04	1,17	0,05	0,86	0,00	0,92	9,83	95,75	6,43	0,12	1,57	3,85	0,00	0,13	0,01	0,14	0,00	0,24	1,69	0,12	0,21 Ms I
027-m4r	46,42	1,03	35,56	0,06	1,06	0,03	0,59	0,01	0,96	9,43	95,14	6,28	0,09	1,72	3,95	0,01	0,12	0,00	0,12	0,00	0,25	1,63	0,13	0,14 Ms I
027-m2k	46,01	0,91	35,86	0,11	1,02	0,03	0,42	0,00	1,13	9,67	95,17	6,22	0,09	1,78	3,93	0,01	0,12	0,00	0,17	0,00	0,30	1,67	0,15	0,11 Ms I
027-m2r	45,84	1,27	34,79	0,13	1,03	0,03	0,59	0,01	0,96	9,58	94,22	6,25	0,13	1,75	3,83	0,01	0,12	0,00	0,23	0,00	0,25	1,67	0,13	0,12 Ms II
027-m3k	46,34	0,76	35,86	0,12	0,99	0,02	0,49	0,01	0,96	9,49	95,02	6,25	0,08	1,75	3,95	0,01	0,11	0,00	0,18	0,00	0,25	1,63	0,13	0,13 Ms II
027-m3r	46,67	0,62	35,02	0,01	1,06	0,06	0,71	0,02	0,96	9,37	94,50	6,33	0,06	1,67	3,92	0,00	0,12	0,01	0,23	0,00	0,24	1,65	0,13	0,16 Ms II
027-m5i	46,72	1,19	35,06	0,07	1,07	0,05	0,61	0,01	0,91	9,55	95,44	6,36	0,09	1,64	3,94	0,00	0,12	0,01	0,12	0,00	0,22	1,71	0,12	0,18 Ms II
027-m5k	46,88	0,89	34,94	0,00	1,14	0,02	0,84	0,00	0,85	9,87	95,44	6,35	0,09	1,65	3,91	0,00	0,13	0,00	0,16	0,00	0,23	1,71	0,12	0,17 Ms II
027-m5a	46,64	0,84	34,64	0,02	1,17	0,04	0,83	0,00	0,85	9,85	94,89	6,31	0,09	1,69	3,99	0,00	0,12	0,00	0,09	0,00	0,28	1,67	0,15	0,16 Ms II
027-m6k	46,49	0,84	35,47	0,01	1,02	0,00	0,66	0,00	1,08	9,64	95,21	6,24	0,10	1,76	3,93	0,00	0,13	0,00	0,17	0,00	0,25	1,71	0,13	0,12 Ms II
027-m6r	46,06	0,99	35,68	0,01	1,15	0,01	0,56	0,00	0,96	9,87	95,29	6,26	0,09	1,74	3,95	0,01	0,12	0,00	0,17	0,00	0,25	1,62	0,13	0,13 Ms II
443-14 m1	46,54	0,85	35,95	0,06	1,10	0,00	0,50	0,00	0,97	9,45	95,43	6,10	0,09	1,90	3,71	-	0,12	-	0,11	-	0,31	1,64	0,16	0,05 Ms II
443-15 m	45,22	1,08	35,65	0,05	0,79	0,02	0,42	0,02	1,29	9,41	93,94	6,08	0,11	1,93	3,72	-	0,09	-	0,08	-	0,34	1,61	0,17	0,04 Ms II
c413-77mil	46,25	0,57	35,20	0,04	1,33	0,10	0,67	0,02	0,75	10,03	94,87	6,17	0,06	1,83	3,70	-	0,15	-	0,13	-	0,19	1,71	0,10	0,08 Ms I
c413-74a m1	45,59	0,55	35,84	0,01	1,26	0,06	0,53	0,00	0,82	10,05	94,72	6,10	0,06	1,90	3,75	-	0,14	-	0,11	-	0,21	1,72	0,11	0,05 Ms II
c413-88 m2	46,41	0,58	35,44	0,00	0,96	0,00	0,56	0,02	0,78	9,94	94,70	6,18	0,06	1,82	3,75	-	0,11	-	0,11	-	0,20	1,69	0,11	0,09 Ms II
c413-89 m2	46,12	1,06	34,70	0,04	0,87	0,00	0,66	0,00	0,94	9,92	94,30	6,18	0,11	1,82	3,66	-	0,10	-	0,13	-	0,34	1,70	0,17	0,09 Ms II

Probennummern:
 904 = 93/090-AR4
 110 = 93/110-AR
 443 = 92/044-3
 c413 = 93/C4-13
 076 = 93/076-AR
 029 = 93/029-AR
 027 = 93/027-AR

Die Analysen können weiterhin folgende Kennzeichnungen führen
 Nach " - " zwei Zahlen für DS-internen Probenpunkt (fakultativ)
 m5 = Helligkammer mit DS-interner Nummerierung
 b3 = Biotit mit Dünnschliff-interner Nummerierung
 m, k, r = Mitte, Kern, Rand des Kristalles (fakultativ)

Xmg = Mg-Zahl
 Xpg = Pargasit-Komponente
 Xphg = Phengit-Komponente
 Gen. = Strukturelle Position

Tab. 12: Mikrosondeanalysen von Feldspäten aus Metapeliten

Analyse	Min	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Summe	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K	An	Or	Fsp
Dünnschliff 92/044-3																						
443-12	p1k	60,42	0,02	24,23	0,03	0,39	0,03	0,06	5,01	8,12	0,88	99,18	2,716	1,284	-	-	0,241	0,708	0,05	24,12	5,00	Olg
443-13	p r	64,39	0,02	18,37	0,00	0,39	0,00	0,03	0,06	0,41	16,10	99,77	2,998	1,005	-	-	0,003	0,037	0,957	0,30	96,00	Kf
443-16	p2k	67,73	0,00	19,10	0,00	0,20	0,00	0,01	0,03	9,54	4,06	100,68	2,989	0,994	-	-	0,002	0,817	0,228	0,19	21,78	K-Ab
443-17	p r	61,95	0,00	22,10	0,00	0,41	0,00	0,20	3,03	4,84	6,44	98,97	2,812	1,187	-	-	0,148	0,427	0,374	15,60	39,41	Ca-K-Ab
443-18	p1k	61,47	0,00	22,46	0,01	1,70	0,02	0,57	0,07	7,49	4,04	97,83	2,91	1,25	0,07	0,00	0,00	0,69	0,24	-	25,81	K-Ab
443-19	p1r	67,80	0,00	20,34	0,01	0,11	0,03	0,09	0,21	10,09	0,74	99,43	3,07	1,08	0,00	0,00	0,01	0,89	0,04	1,00	4,26	Ab
443-20	p1	66,00	0,00	18,36	0,01	0,09	0,08	0,03	0,06	8,51	3,10	96,23	3,11	1,02	0,00	0,00	0,00	0,78	0,19	-	19,60	K-Ab
443-22	p1	64,68	0,00	18,07	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,81	16,04	99,66	3,09	1,02	0,00	0,04	0,00	0,08	0,98	-	92,50	Kf
443-28	p3k	56,91	0,07	25,87	0,00	1,26	0,04	0,61	2,26	5,32	4,87	97,21	2,641	1,416	-	-	0,113	0,479	0,288	12,84	32,73	Ca-K-Ab
443-30	p	61,20	0,06	23,69	0,00	1,02	0,04	0,81	1,44	5,05	5,53	98,84	2,775	1,266	-	-	0,07	0,444	0,32	8,39	38,37	K-Ab
443-29	p3r	61,53	0,01	23,78	0,00	0,14	0,06	0,07	4,95	8,36	0,53	99,43	2,748	1,252	-	-	0,237	0,724	0,03	23,92	0,30	Olg
443-38	p4k	64,28	0,00	21,66	0,05	0,20	0,00	0,17	1,95	7,61	3,57	99,48	2,872	1,141	-	-	0,093	0,659	0,204	9,73	21,34	Ca-K-Ab
443-40	p	61,18	0,01	23,95	0,00	0,08	0,00	0,01	5,55	8,44	0,22	99,43	2,737	1,262	-	-	0,265	0,731	0,013	26,26	1,29	Olg
443-39	p	62,48	0,01	21,76	0,00	0,63	0,00	0,52	0,71	6,10	5,95	98,15	2,852	1,172	-	-	0,035	0,54	0,347	3,80	37,64	K-Ab
443-41	p4r	63,16	0,04	21,28	0,00	0,71	0,03	0,49	0,85	5,59	6,72	98,86	2,871	1,141	-	-	0,041	0,493	0,39	4,44	42,21	Na-Kf
443-56	p6k	63,78	0,01	18,04	0,00	0,04	0,00	0,00	0,04	0,32	16,33	98,55	2,996	0,999	-	-	0,002	0,029	0,979	0,20	96,93	Kf
443-57	p	60,90	0,00	23,90	0,03	0,06	0,09	0,03	5,44	8,45	0,27	99,17	2,73	1,263	-	-	0,261	0,734	0,016	25,82	1,58	Olg
443-55	p	61,61	0,02	23,70	0,00	0,13	0,08	0,03	4,91	8,62	0,39	99,49	2,75	1,247	-	-	0,235	0,746	0,022	23,43	2,19	Olg
443-54	p6r	57,72	0,05	24,81	0,00	1,37	0,02	1,01	0,77	4,24	6,94	96,94	2,694	1,365	-	-	0,039	0,384	0,413	4,67	49,40	Na-Kf
Dünnschliff 93/C 413																						
c413-80	pi	63,03	0,01	22,66	0,00	0,17	0,00	0,00	4,00	9,35	0,11	99,33	2,806	1,19	-	-	0,191	0,807	0,006	19,02	0,60	Olg
c413-82	p1k	63,46	0,00	22,31	0,02	0,14	0,01	0,02	3,58	9,78	0,10	99,42	2,812	1,17	-	-	0,171	0,843	0,006	16,76	0,60	Olg
c413-83	p1r	63,45	0,01	22,19	0,01	0,13	0,03	0,01	3,56	9,83	0,12	99,34	2,824	1,165	-	-	0,17	0,848	0,007	16,59	0,70	Olg
c413-84	p2k	63,36	0,01	20,63	0,01	0,06	0,03	0,00	2,55	9,71	0,15	96,53	2,887	1,109	-	-	0,124	0,858	0,009	12,51	0,90	Olg
c413-85	p2r	65,13	0,00	21,69	0,00	0,01	0,01	0,00	2,85	10,01	0,24	99,94	2,87	1,127	-	-	0,135	0,855	0,013	13,46	1,30	Olg
Dünnschliff 93/090-AR4																						
904-5	p2k	64,12	0,00	18,03	0,00	0,09	0,04	0,00	0,01	0,45	16,31	99,05	3,08	1,02	0,00	0,05	0,00	0,04	1,00	-	96,02	Kf
904-9	p3k	67,95	0,00	19,42	0,00	0,06	0,05	0,01	0,05	11,48	0,16	99,18	3,09	1,04	0,00	0,00	0,00	1,01	0,01	-	0,10	Ab
904-10	p3r	67,47	0,02	19,09	0,04	0,05	0,00	0,00	0,04	6,69	7,30	100,70	3,10	1,03	0,00	0,00	0,00	0,59	0,43	-	42,16	K-Ab
904-11	p3	64,41	0,00	18,17	0,04	0,20	0,05	0,05	0,00	2,05	14,12	99,07	3,09	1,03	0,01	0,00	0,00	0,19	0,86	-	81,90	Kf

Abkürzungen der Feldspäte:
 Ab=Albit
 Ca-Na=Kalium-Kalium-Albit
 K-Ab=Kalium-Albit
 Kf=Kalifeldspat
 Na-Kf=Natrium-Kalifeldspat
 Olg=Oligoklas
 An=Anorthitgehalt (Ca/Ca+Na+K)
 Or=Kalifeldspatkomponente (K/K+Ca+Na)
 Fsp=Feldspatname

Nomenklatur n. SMITH & BROWN (1988)

Tab. 13: Mikrosondeanalysen von Ti-Mineralen in Grüngesteinen

Titanit		SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Summe	Si	Ti	Al	Fe3+	Fe2+	Mn	Mg	Ca	Na	K
Analyse	903pt-Ti13	30,40	39,10	1,37	0,00	0,63	0,03	0,00	28,40	0,02	0,02	99,88	4,00	3,86	0,21	-	0,07	-	-	4,00	0,01	0,00
	903pt-Ti1k	30,40	39,60	1,04	0,00	0,74	0,05	0,00	28,20	0,01	0,00	100,00	4,00	3,91	0,16	-	0,08	0,01	-	3,98	-	-
	903pt-Ti1r	31,40	38,50	1,15	0,02	0,46	0,04	0,05	27,80	0,11	0,05	99,55	4,00	3,68	0,17	0,05	-	0,01	0,01	3,79	0,03	0,01
	903pt-Ti2r	30,20	38,60	1,26	0,00	1,01	0,03	0,22	28,30	0,08	0,06	99,69	4,00	3,84	0,20	-	0,11	-	0,04	4,02	0,02	0,01
	903pt-Ti3	30,40	39,20	1,08	0,00	0,81	0,07	0,00	28,50	0,00	0,00	100,00	4,00	3,87	0,17	-	0,09	0,01	-	4,02	-	-
	903pt-amp9-7	30,50	39,30	0,88	0,03	0,79	0,04	0,06	28,40	0,00	0,03	100,00	4,00	3,87	0,14	-	0,09	-	0,01	3,99	-	0,01
	903pt-amp9-10	31,40	36,30	2,14	0,00	1,62	0,00	0,69	27,10	0,03	0,04	96,25	4,00	3,47	0,32	0,17	-	-	0,13	3,70	0,01	0,01
	903-20 ti	30,19	39,57	0,91	0,03	0,82	0,00	0,09	28,28	0,00	0,03	99,91	4,00	3,94	0,14	-	0,09	-	0,02	4,02	-	0,00
	952-12	31,10	35,73	1,89	0,00	1,23	0,01	0,91	27,71	0,02	0,00	96,60	4,00	3,45	0,29	0,13	-	-	0,17	3,82	0,01	-
	752-Ti3	30,26	38,76	1,09	0,00	0,65	0,13	0,01	27,86	0,02	0,00	98,79	4,00	3,85	0,17	-	0,07	0,01	-	3,94	0,01	-
Ilmenit		SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Summe	Ti	Fe	Mn	Ca						
Analyse	752-11 Ilmenit	0,04	54,39	0,01	0,02	41,12	0,27	0,05	0,32	0,02	0,00	96,24	2,10	1,79	0,01	0,02						

903pt=92/090-3G; 903=93/090-AR3; 952=92/095-2G; 752=92/075-2G

Tab. 14: Mikrosondeanalysen von Biotiten aus Grüngesteinen

Analyse	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Summe	Si	Ti	Al	Fe2	Mg	Ca	Na	K	Xmg
752-2	34,98	2,39	15,52	0,00	23,87	0,20	8,36	0,04	0,08	8,85	94,30	5,55	0,28	2,89	3,15	1,97	0,01	0,02	1,78	0,38
752-5	34,36	2,09	15,27	0,00	24,15	0,04	8,61	0,02	0,00	8,62	93,15	5,50	0,25	2,88	3,23	2,05	0,00	0,00	1,76	0,39
752-6	42,70	0,74	10,30	0,01	21,01	0,27	8,21	10,83	1,03	0,78	95,87	6,35	0,08	1,81	2,61	1,82	1,73	0,30	0,15	0,41
752-28	32,83	4,39	14,69	0,05	22,66	0,23	8,90	2,03	0,04	6,49	92,30	5,27	0,53	2,78	3,04	2,13	0,35	0,01	1,33	0,41
752-29	35,09	2,11	15,96	0,00	22,99	0,18	8,13	0,20	0,18	8,26	93,10	5,56	0,25	2,98	3,05	1,92	0,03	0,05	1,67	0,39
752-30	34,56	2,40	15,25	0,00	23,99	0,17	8,60	0,10	0,04	8,68	93,78	5,47	0,29	2,87	3,20	2,05	0,01	0,01	1,77	0,39

Tab. 15: Mikrosondeanalysen von Albiten und Plagioklasen aus Grünschiefergesteinen

Analyse	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Summe	Si	Al	Ca	Na	K	An-%	
Dünnschliff 93/094-AR																		
941-3	p1k	67,90	0,00	18,71	0,02	0,19	0,02	0,00	0,14	11,74	0,07	98,77	3,01	0,98	0,01	1,01	0,00	0,01
941-5	p	67,73	0,01	18,78	0,01	0,08	0,03	0,02	0,09	11,79	0,03	98,57	3,00	0,98	0,00	1,01	0,00	0,00
941-4	p1r	66,70	0,00	18,64	0,02	0,18	0,05	0,00	0,17	11,62	0,05	97,42	3,00	0,99	0,01	1,01	0,00	0,01
941-6	p1xx	62,42	0,00	20,77	0,03	0,04	0,01	0,40	4,25	8,99	0,63	99,54	2,81	1,10	0,21	0,79	0,04	0,20
941-10	p2	65,60	0,03	18,46	0,00	0,14	0,03	0,00	0,28	11,61	0,05	96,20	2,99	0,99	0,01	1,03	0,00	0,01
941-21	p3k	69,19	0,02	18,81	0,00	0,04	0,00	0,07	11,56	0,06	99,74	3,02	0,97	0,00	0,98	0,00	0,00	0,00
941-23	p	67,02	0,01	18,86	0,00	0,07	0,06	0,00	0,04	11,69	0,06	97,81	3,00	0,99	0,00	1,01	0,00	0,00
941-22	p3r	67,83	0,01	19,02	0,00	0,67	0,12	0,13	0,19	11,48	0,05	99,50	2,99	0,99	0,01	0,98	0,00	0,01
941-29	p5k	64,21	0,00	17,42	0,04	0,23	0,04	0,02	0,04	10,83	0,07	92,90	3,02	0,97	0,00	0,99	0,00	0,00
941-30	p5r	64,88	0,00	17,77	0,00	0,05	0,00	0,01	0,16	11,17	0,07	94,09	3,01	0,97	0,01	1,01	0,00	0,01
941-31	p6	65,82	0,01	18,03	0,00	0,25	0,00	0,03	0,11	11,54	0,07	95,84	3,01	0,97	0,01	1,02	0,00	0,00
941-32	p	64,29	0,02	18,34	0,00	0,37	0,01	0,00	0,59	11,48	0,14	95,24	2,97	1,00	0,03	1,03	0,01	0,03
941-33	p	64,73	0,01	18,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,10	11,75	0,06	94,70	3,00	0,98	0,01	1,05	0,00	0,00
Dünnschliff 92/095-2G																		
952-5	p	65,04	0,00	17,85	0,00	0,39	0,04	0,06	0,26	0,29	16,34	100,26	3,01	0,97	0,01	0,03	0,96	0,01
952-19	p1	66,99	0,00	18,91	0,04	0,06	0,00	0,00	0,39	11,70	0,08	98,17	2,99	1,00	0,02	1,01	0,01	0,02
952-20	p	66,18	0,01	18,88	0,04	0,03	0,00	0,00	0,41	11,77	0,05	97,36	2,98	1,00	0,02	1,03	0,00	0,02
952-22	p2	66,25	0,00	18,55	0,00	0,01	0,00	0,00	0,18	11,66	0,06	96,72	3,00	0,99	0,01	1,02	0,00	0,01
952-37	p	63,72	0,02	18,24	0,01	0,03	0,03	0,00	0,03	1,91	12,74	96,72	3,00	1,01	0,00	0,18	0,77	0,00
952-36	p3	70,20	0,00	19,48	0,01	0,08	0,01	0,00	0,25	10,70	0,12	100,86	3,03	0,99	0,01	0,89	0,01	0,01
952-38	p	69,00	0,02	19,39	0,00	0,06	0,03	0,00	0,16	11,45	0,07	100,18	3,01	1,00	0,01	0,97	0,00	0,01
952-39	p	68,49	0,01	19,20	0,00	0,05	0,00	0,00	0,17	11,48	0,13	99,52	3,00	0,99	0,01	0,98	0,01	0,01
952-40	p	69,15	0,02	19,29	0,01	0,04	0,00	0,00	0,11	11,57	0,06	100,25	3,01	0,99	0,01	0,98	0,00	0,01
Dünnschliff 93/090-AR1																		
901-25	p	62,43	0,00	21,83	0,01	0,60	0,00	0,62	1,51	5,12	7,07	99,19	2,84	1,17	0,07	0,45	0,41	0,08
901-25a	p	59,15	0,00	21,16	0,00	2,92	0,05	1,92	5,84	6,37	0,23	97,64	2,73	1,15	0,29	0,57	0,01	0,33
901-32	p	59,65	0,01	23,83	0,01	0,43	0,00	0,01	7,52	7,46	0,14	99,05	2,69	1,27	0,36	0,65	0,01	0,36
Dünnschliff 92/090-3pt																		
903pt-1	p2	67,69	0,03	19,04	0,00	0,14	0,01	0,00	0,09	11,96	0,06	99,03	2,99	0,99	0,00	1,03	0,00	0,00
903pt-2	p1	69,60	0,00	19,14	0,01	0,25	0,00	0,02	0,18	11,66	0,06	100,91	3,01	0,98	0,01	0,98	0,00	0,01
903pt-3	p	69,73	0,01	19,21	0,03	0,09	0,01	0,00	0,10	11,56	0,07	100,81	3,02	0,98	0,01	0,97	0,00	0,01
903pt-25	p3	65,09	0,00	18,60	0,03	0,16	0,02	0,02	0,66	11,06	0,06	95,71	2,98	1,00	0,03	0,98	0,00	0,03
903pt-27	p4	68,48	0,00	18,45	0,00	0,04	0,00	0,01	0,07	11,51	0,07	98,63	3,03	0,96	0,00	0,99	0,00	0,00
903pt-33	p5	67,04	0,01	19,01	0,01	0,07	0,03	0,00	0,41	11,59	0,08	98,25	2,99	1,00	0,02	1,00	0,00	0,02
903pt-55	p6	69,17	0,00	19,20	0,01	0,04	0,03	0,00	0,18	11,54	0,09	100,26	3,01	0,99	0,01	0,97	0,01	0,01

Tab. 15b (Fortsetzung)

Analyse	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Summe	Si	Al	Ca	Na	K	An-%
Dünnschliff 92/090-3pt																	
903pt-44 p6	69,60	0,00	19,38	0,00	0,00	0,02	0,00	0,28	11,34	0,05	100,67	3,01	0,99	0,01	0,95	0,00	0,01
903pt-46 p8	68,82	0,00	19,21	0,02	0,00	0,00	0,00	0,11	11,54	0,10	99,80	3,01	0,99	0,01	0,98	0,01	0,01
903pt-49 p7	59,75	0,00	24,94	0,00	0,04	0,00	0,00	6,87	7,79	0,07	99,46	2,68	1,32	0,33	0,68	0,00	0,33
903pt-51 p	65,42	0,01	22,00	0,01	0,11	0,02	0,03	2,56	9,30	0,70	100,16	2,87	1,14	0,12	0,79	0,04	0,13
903pt-50 p	68,95	0,00	19,31	0,00	0,05	0,03	0,00	0,19	11,56	0,08	100,17	3,01	0,99	0,01	0,98	0,00	0,01
903pt-52 p	69,55	0,06	19,28	0,00	0,15	0,00	0,01	0,10	11,39	0,05	100,59	3,01	0,99	0,00	0,96	0,00	0,00
Dünnschliff 93/090-AR3																	
903-1 p1k	68,29	0,02	19,49	0,01	0,00	0,00	0,00	0,46	11,53	0,06	99,85	2,99	1,01	0,02	0,98	0,00	0,02
903-2 p	68,19	0,01	19,11	0,00	0,03	0,00	0,00	0,25	11,72	0,08	99,40	3,00	0,99	0,01	1,00	0,00	0,01
903-4 p	67,69	0,03	19,35	0,03	0,12	0,01	0,01	0,46	11,66	0,09	99,45	2,98	1,01	0,02	1,00	0,01	0,02
903-5 p	67,86	0,00	19,23	0,00	0,07	0,00	0,02	0,19	11,70	0,08	99,14	2,99	1,00	0,01	1,00	0,00	0,01
903-38 p	61,96	0,02	23,25	0,03	0,36	0,00	0,01	5,35	8,67	0,07	99,73	2,76	1,22	0,26	0,75	0,00	0,25
Dünnschliff 93/024-AR																	
241-1a p1	61,63	0,03	23,60	0,02	0,16	0,01	0,01	5,68	8,47	0,07	99,68	2,75	1,24	0,27	0,73	0,00	0,27
241-3 p	52,79	0,00	22,81	0,00	3,81	0,03	5,81	4,52	6,13	0,19	96,08	2,50	1,28	0,41	0,56	0,01	0,42
241-2 p	55,49	0,00	23,20	0,01	2,77	0,03	4,03	4,76	7,02	0,25	97,56	2,57	1,26	0,24	0,63	0,02	0,27
241-4 p	64,29	0,02	21,65	0,00	0,39	0,00	0,21	2,35	7,85	3,15	99,90	2,86	1,16	0,01	0,68	0,18	0,02
241-8 p3	67,38	0,02	19,18	0,00	0,45	0,00	0,49	0,22	11,64	0,06	99,44	2,97	1,00	0,03	1,00	0,00	0,03
241-10 p	61,79	0,02	22,57	0,02	0,42	0,04	0,09	4,04	8,08	0,61	97,68	2,80	1,21	0,01	0,71	0,04	0,01
241-19 p4	62,53	0,00	22,36	0,00	0,23	0,00	0,04	4,27	9,37	0,10	98,91	2,80	1,18	0,00	0,81	0,01	0,00
241-20 p	62,02	0,03	22,94	0,00	0,43	0,03	0,52	4,15	8,32	0,79	99,21	2,78	1,21	0,03	0,72	0,05	0,04
241-23 p5	65,27	0,00	20,36	0,00	0,00	0,04	0,01	1,89	10,82	0,11	98,49	2,91	1,07	0,00	0,94	0,01	0,00
241-26 p	64,33	0,00	21,39	0,00	0,01	0,03	0,00	2,91	9,91	0,08	98,66	2,87	1,13	0,14	0,86	0,01	0,14
241-25 p	64,21	0,00	21,31	0,00	0,40	0,00	0,55	1,14	9,24	1,94	98,79	2,88	1,13	0,06	0,80	0,01	0,06
241-27 p	65,90	0,00	20,35	0,00	0,06	0,01	0,01	1,63	10,76	0,18	98,91	2,93	1,07	0,08	0,93	0,00	0,08
241-24 p	62,70	0,00	21,25	0,00	0,07	0,01	0,19	2,78	9,73	0,46	97,19	2,85	1,14	0,14	0,86	0,03	0,13
Dünnschliff 02/075-2G																	
752-1 p1k	61,66	0,01	23,83	0,00	0,07	0,00	0,01	5,23	8,51	0,38	99,70	2,75	1,25	0,25	0,74	0,02	0,25
752-4 p	61,16	0,00	24,12	0,00	0,13	0,00	0,00	5,90	8,41	0,19	99,91	2,72	1,27	0,28	0,73	0,01	0,28
752-3 p1	60,36	0,01	24,58	0,00	0,34	0,07	0,02	6,56	8,05	0,10	100,08	2,69	1,29	0,31	0,70	0,01	0,31
752-7 p1r	59,67	0,59	23,64	0,01	1,47	0,02	0,36	5,98	7,86	0,43	100,02	2,68	1,25	0,29	0,69	0,02	0,29
752-34 p3	57,43	0,00	22,54	0,00	3,67	0,03	1,41	0,67	5,58	5,87	97,19	2,71	1,25	0,03	0,51	0,35	0,04
752-35 p2k	61,18	0,03	23,78	0,00	0,25	0,00	0,02	5,41	8,36	0,34	99,38	2,74	1,25	0,26	0,73	0,02	0,26
752-36 p2r	60,09	0,03	23,49	0,01	1,43	0,01	0,41	3,82	7,55	2,11	98,96	2,73	1,26	0,19	0,66	0,12	0,19

Tab. 18d (Fortsetzung)

Table with columns: Analyse, SiO2, TiO2, Al2O3, Cr2O3, FeO, MnO, MgO, CaO, Na2O, K2O, Summe, Si, Al4, Al6, Ti, Fe3, Fe2, Mn, Mg, Ca, NaM4, NaA, K, Vac, Xmg, Name. Rows include samples 903AR-7 to 903AR-40 and 241-5 to 241-38.

11 LITERATURVERZEICHNIS

- ALKER, A. et al. (1962): Ein Symposium: Ein Vorschlag zur quantitativen und qualitativen Klassifikation kristalliner Schiefer.- N. Jb. Mineral. Mh., **1962**, 163-172.
- ALLEN, J. C. & BOETTCHER, A. L. (1978): Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P-T-fH₂O-fO₂. Amer. Mineral., **63**, 1074-1087.
- ALTHAUS, E.; KAROTKE, E.; NITSCH, K. H. & WINKLER, H. G. F. (1970): An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz.- N. Jb. Mineral. Mh., **7**, 325-336.
- ANTOINE, P.; BÉLLIERE, J.; CARME, F.; DHELLEMMES, R.; MENNESSIER, G.; OULIANOFF, N. & ROSSET, F. (1976): Carte Géologique de la France à 1/50000, F. XXXV-31 St-Gervais-les-Bains.
- ASHWORTH, J. R. [ed.] (1985): *Migmatites*.- X+302 p.; Glasgow/London (Blackie).
- & BROWN, M. [eds.] (1990): *High-temperature metamorphism and crustal anatexis*.-XX+407 p., London a.o. (Unwin Hyman).
- AUMAITRE, R.; GIRAUD, P.; PONCERRY, E. & VIVIER, G. (1985): Les granitoides potassiques de la Lauzière, Massif Cristallin Externe de Belledonne (Alpes françaises).- Géol. Alpine, **61**, 17-32.
- BAILEY, S. W. (1988): Chlorites: structural and crystal chemistry.- Rev. in Mineral., **19**, 347-404.
- BAMBAUER, H. U. & BERNOTAT, W. H. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. I. Composition and structural state of alkali feldspars from granitoid rocks of two N-S traverses across the AAr Massif and Gotthard "Massif", Swiss Alps.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **62**, 185-230.
- BARKER, F. [ed.](1979): *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*.-XV+659 p., Amsterdam (Elsevier).
- BATCHELOR, R. & BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters.- Chem. Geol., **48**, 43-55.
- BECKE, F. (1909): Über Diaphthorite.- Tscherm. Mineral. Petrol. Mitt., **28**, 369-375.
- BELLIENI, P.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A. & STOLFA, D. (1986): Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): Geological, mineralogical and petrochemical relationships.- J. Petrol., **27**, 915-944.
- BELLIÈRE, J. (1958): Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallines du massif des Aiguilles Rouges.- Ann. Soc. Géol. Belgique, Mem. **81**, 1-198.
- & STREEL, M. (1980): Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges.- C. R. Acad. Sci. Paris, t. **290 D**, 1341-1343.
- BERTHÉ, D. ; CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979): Orthogneisses, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone.- J. Struct. Geol., **1**, 31-42.
- BERTRAND, P. (1926): Les gisements à *Mixoneura* de la region de Saint-Gervais - Chamonix.- Bull. Soc. géol. France, **4/26**, 381-388.
- BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N.[eds.] (1985): Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation.- Soc. Econom. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., **37**.
- BONIN, B. [COORD.] (1993): Late variscan magmatic evolution of the Alpine Basement. - 171-201 in: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. [eds.].
- BRÄNDLEIN, P. (1991): *Petrographische und geochemische Charakteristika des Vallorcine-Granits, Aiguilles-Rouges-Massiv (Westalpen, Schweiz)*.- VI+99+59 S., Diss. Univ. Erlangen. [unpubl.]
- ; NOLLAU, G.; SHARP, Z. & RAUMER, J. F. V. (1994): Petrography and geochemistry of the Vallorcine granite (Aiguilles Rouges massif, Western Alps).- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **72**, 227-243.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): *Petrogenesis of metamorphic rocks*.- XIV+318 p., Berlin a.o. (Springer).
- BUJAN, F. (1989): *Le Carbonifère de Servoz - les Houches (Massif des Aiguilles-Rouges). Evolution tectonometamorphique au cours des cycles hercyniens et alpins*.- 111 p., Travail de diplôme Univ. Lausanne. [inédit]
- BURG, J.-P.; VAN DEN DRIESCHE, J. & BRUN, J.-P. (1994): Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences.- Géol. France, **3**, 33-51.
- ; BALE, P.; BRUN, J.-P. & GIRARDEAU, J. (1987): Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision.- Geodynamica Acta, **1**, 71-87.
- BUSSY, F. & RAUMER, J. VON (1993): U-Pb dating of Palaeozoic events in the Mont-Blanc crystalline massif, Western Alps.- Terra nova, **5**, Abstract suppl. 1, 382-383.
- CABANIS, B. & THIÉBLEMONT, D. (1988): La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc: proposition d'un nouveau diagramme discriminant; le triangle Th-3*Tb-2*Ta.- Bull. Soc. géol. France, **8/4**, 927-935.
- CANN, J. R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks.- Earth Planet. Sci. Lett., **10**, 7-11.
- CARME, F. (1970): Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements.- C. R. Acad. Sci. Paris, **D 271**, 2232-2235
- (1971): Les Phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes Françaises).- C. R. Acad. Sci. Paris, **D 273**, 1771-1774.
- (1975): Caractères chimiques d'ensemble des roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs Cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais.- C. R. Acad. Sci. Paris, **D 281**, 89-92.
- & PIN, C. (1987): Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le Sud de la chaîne de Belledonne (Massifs Cristallins Externes, Alpes françaises).- C. R. Acad. Sci. Paris, **304 II**, 1177-1180.
- CHAPPEL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types.- Pacific Geol., **8**, 173f.

- CHIARADIA, M. (1992): *The Scheelite-skarn of Salanfe (Valais, Switzerland)*.- 221 p., Thesis Univ. Fribourg. [unpubl.]
- (1993): *The Scheelite-skarn of Salanfe (Valais, Switzerland)*.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **73**, 41-51.
- CHINNER, G. A. (1960): Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Cova, Angus, Scotland.- *J. Petrol.*, **1**, 178-217.
- CIPRIANI, C.; SASSI, F. P. & SCOLARI, A. (1971): Metamorphic white micas: definition and paragenetic fields.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **51**, 259-302.
- CLARKE, D. B. (1992): *Granitoid Rocks*.- Topics in Earth sciences, **7**, XI+283 p., London a.o. (Chapman & Hall).
- CLOOS, E. (1946): Lineation. A critical review and annotated bibliography.- *Mem. geol. Soc. Amer.*, **18**, 1-122.
- COBBOLD, P. R. & QUINQUIS, H. (1980): Development of sheath folds in shear regimes.- *J. Struct. Geol.*, **2**, 119-126.
- COLLET, L. W.; CORBIN, P.; MORET, L.; OULIANOFF, N.; PAREJAS, E. & PERRET, P. (1930): Carte géologique détaillée de la France à 1/80000, Feuille 160^{bis} Annecy, 2^e ed.
- COLOMBI, A. (1989): Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège - Domodossola - Locarno).- *Mém. Géol. Lausanne*, **4**, X+216 p.
- CONDIE, K. C. (1989): *Plate tectonics and crustal evolution*. 3rd ed.- IX+288p., New York a.o. (Pergamon Press).
- CORBIN, P. & OULIANOFF, N. (1923): Sur certaines caractères du plissement hercynien dans la région Servoz - les Houches (vallée de l'Arve).- *C. R. Acad. Sci. Paris*, **176 b**, 1561-1563.
- & - (1925): Continuité de la tectonique hercynienne dans les massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges.- *Bull. Soc. géol. France*, **4. Ser.**, **25**, 541-553.
- & - (1926): La chaîne des Aiguilles-Rouges dans la mouvement orogénique alpin.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, **182 a**, 530-532.
- & - (1927a): Carte géologique du massif du Mont-Blanc, Feuille Servoz - les Houches, 1:20000.- Paris (Henry Barrière).
- & - (1927b): De la différence et de la ressemblance des schistes cristallins des deux versantes de la vallée de Chamonix (Massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges).- *Bull. Soc. géol. France*, **4. Ser.**, **27**, 267-274.
- & - (1928): Le massif du Prarion et le synclinal complexe de Chamonix.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, **186**, 244-246.
- & - (1969): Carte géologique du massif du Mont-Blanc, Feuille Pormenaz, 1:20000.- Paris (Henry Barrière).
- COUVERT DU CREST, R. (1993): *Une vallée insolite. Chamonix - le Mont Blanc - la Savoie*.- le Léopard (édition éscope).
- CULLERS, R. L. & GRAF, J. L. (1984a): Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Predominantly basic and ultrabasic rocks.- 237-274 in: HENDERSON, P. [ed.].
- & - (1984b): Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and acid rocks - ore petrogenesis.- 275-316 in: HENDERSON, P. [ed.].
- DAVY, P. & GILLET, P. (1986): The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences.- *Tectonics*, **5**, 913-929.
- DEBON, F.; COCHERIE, A.; MÉNOT, R.-P.; VIVIER, G. & BARFÉTY, J.-C. (1994): Datation du plutonisme magnésien varisque des massifs cristallins externes des Alpes: l'exemple du granite des Sept-Laux (massif du Belledonne, France).- *C. R. Acad. Sci. Paris II*, **318**, 1497-1504.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1962): *Rock-forming minerals. Vol. 3 Sheet silicates*.-X+270 p., London (Longman).
- (1963): *Rock-forming minerals. Vol. 2 Chain silicates*.-IX+379 p., London (Longman).
- (1982): *Rock-forming minerals. Vol. 1A Orthosilicates*.²ed.- IX+919 p., London (Longman).
- (1986): *Rock-forming minerals. Vol. 1B Disilicates and ring silicates*.²ed.- XI+629 p., London (Longman Scientific & Technical).
- DIAS, R. & RIBEIRO, A. (1994): Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc.- *J. Struct. Geol.*, **17**, 1543-1554.
- DOBMEIER, C. (1993): Kinematische Entwicklung am Südostrand des Friesacher Halbfensters (Gurktaler Deckenkomplex, Kärnten, Österreich).- *Z. dt. geol. Ges.*, **144**, 57-67.
- (1994): Alpine Deformation und Metamorphose im südwestlichen Aiguilles-Rouges-Massiv (SE-Frankreich).- *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **Sb1**, 138-140.
- (1996): *Geodynamische Entwicklung des südwestlichen Aiguilles-Rouges-Massives (Westalpen, Frankreich) während der variskischen und der alpinen Orogenese*.- XII+291 S., Diss. Univ. Fribourg. [unpubl.]
- & RAUMER, J. F. VON (1995): Significance of latest-Variscan and Alpine deformation for the evolution of Montagne de Pormenaz (Southwestern Aiguilles Rouges massif, Western Alps).- *Eclogae geol. Helv.*, **88/2**, 267-279.
- DUPARC, L.; LUGEON, M.; MICHEL-LÉVY, A. & MRAZEC, L. (1966): Carte géologique détaille de la France à 1/80000, Feuille 160^{ter} Vallorcine -Mont Blanc, 2^{ème} ed. (mit Ostteil des Blattes 160^{bis} Annecy, COLLET et al. 1930).
- EINSELE, G. (1992): *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*.- 628 p., Berlin a.o. (Springer).
- ENGLAND, P. C. & RICHARDSON, S. W. (1977): The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments.- *J. Geol. Soc. London*, **134**, 201-213.
- & THOMPSON, A. B. (1984): Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust.- *J. Petrol.*, **25**, 894-928.
- ÉPARD, J.-L. (1990): La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc.- *Mém. Géol. Lausanne*, **8**, V+165 p.
- EVANS, B. W. & PATRICK, B. E. (1987): Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seward Peninsula, Alaska.- *Can. Mineral.*, **25**, 141-158.
- EWART, A. (1979): A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks.- 113-121 in: BARKER, F. [ed.].
- FABRE, J.; SCHADE, J.; BAUDIN, T.; DESMONS, J.; MERCIER, D. & PERRUCCIO-PARISON, M. D. (1987): Relics of pre-Mesozoic events in the Briançon zone (Northern French Alps).- 183-208 in: FLÜGEL et al. [eds.].
- FIELD, D. & ELLIOTT, R. B. (1974): The Chemistry of Gabbro/Amphibolite Transitions in South Norway.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **47**, 63-76.
- FLINN, D. (1962): On folding during three-dimensional progressive deformation.- *Quart. J. geol. Soc. London*, **118**, 385-433.

- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 211-218.
- FLÜGEL, H. W.; SASSI, F. P. & GRECU, P. [eds.] (1987): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*.- 487 p, Bratislava (Alfa).
- FRISCH, W.; NEUBAUER, F.; BRÖCKER, M.; BRÜCKMANN, W. & HAISS, N. (1987): Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex.- 209-226, In: FLÜGEL et al. [eds.] .
- FRÖHLICH, F. (1960): Ein Beitrag zur Geochemie des Chroms.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **20**, 215-240.
- FROITZHEIM, N. (1992): Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland).- *Geology*, **20**, 923-926.
- GANGULY, J. & SAXENA, S. K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and application to geothermobarometry.- *Amer. Mineral.*, **69**, 88-97.
- GAUCH, R. I. (1989): Rare earth elements in metamorphic rocks.- *Rev. in Mineral.*, **21**, 147-167.
- GEBAUER, D. (1993): The pre-Alpine evolution of the continental crust of the Central Alps - an overview.- 93-117 in: VON RAUMER, J. F. & NEUGEBAUER, F. [eds.] .
- GHEENT, E. D. & DEVRIES, C. D. S. (1972): Plagioclase-garnet-epidote equilibria in hornblende-plagioclase bearing rocks from the Esplanade Range, British Columbia.- *Can. J. Earth Sci.*, **9**, 618-635.
- & STOUT, M. Z. (1981): Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92-97.
- GILL, J. (1981): *Orogenic andesites and plate tectonics*.- XIV+390 p., Berlin a.o. (Springer).
- GODIZART, G. (1989): *Gefüge, retrograde Metamorphose und Geochemie der Amphibolite im ostalpinen Altkristallin südlich des westlichen Tauernfensters (Südtirol, Italien)*.- VIII+156 S., Diss. Univ. Erlangen. [unpubl.]
- GOVINDARAJU, K. & MEVELLE, G. (1987): Fully automated dissolution and separation methods for Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry rock analysis. Application to the determination of rare earth elements.- *J. analytic. atomic spectrometry*, **2**, 615-621.
- GRAHAM, C. M. (1974): Metabasite amphiboles of the Scottish Dalradian.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **47**, 165-185.
- GREEN, T. H. (1995): Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system.- *Chem. Geol.*, **120**, 347-359.
- GROS, Y. (1974): *Étude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne)*.- XIV+124 p., Thèse de 3ème cycle Univ. Grenoble. [inédit]
- GRUJIC, D. & MANCKTELOW, N. S. (1995): Folds with axes parallel to the extension direction: an experimental study.- *J. Struct. Geol.*, **17**, 279-291.
- GUIDOTTI, C. V.; YATES, M. G.; DYAR, M. D. & TAYLOR, M. E. (1994): Petrogenetic implications of the Fe³⁺ content of muscovite in pelitic schists.- *Amer. Mineral.*, **79**, 793-795.
- HAHN-WEINHEIMER, P.; HIRNER, A. & WEBER-DIFFENBACH, K. (1984): *Grundlagen und praktische Anwendung der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)*.- IX+253 S., Braunschweig (Vieweg).
- HALL, A. J. (1941): The relation between colour and chemical composition in the biotites.- *Amer. Mineral.*, **26**, 29-33.
- HANMER, S. & PASSCHIER, C. (1991): Shear-sense indicators: a review.- *Geol. Survey Canada Pap.*, **90-17**, 1-72.
- HARLAND, W. B.; ARMSTRONG, R. L.; COX, A. V.; CRAIG, L. E.; SMITH, A. G. & SMITH, D. G. (1990): *A geologic time scale 1989*.-XVI+263p., Cambridge a.o. (Cambridge University Press).
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. (1986): Geochemical characteristics of collision-zone magmatism.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **19**, 67-81.
- HART, S. R.; ERLANK, A. J. & KABLE, E. J. D. (1974): Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**, 219-230.
- HASKIN, L. A. (1984): Petrogenesis modelling - use of rare earth elements.- 115-152 in: HENDERSON, P. [ed.]
- HAWKESWORTH, C. J. & NORRIS, M. J. (1983): *Continental basalts and mantle xenoliths*.- VIII+272 p., Nantwich (Shiva).
- HEITZMANN, P. (1985): Kakirite, Katakasite, Mylonite - Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen.- *Ecl. geol. Helv.*, **78**, 273-286.
- HENDERSON, P. [ed.] (1984): *Rare earth geochemistry*.- XII+510 p.; Amsterdam a.o. (Elsevier).
- HODGES, K. V. & SPEAR, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire.- *Amer. Mineral.*, **67**, 1118-1134.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram.- *Amer. J. Sci.*, **271**, 97-131.
- & LEE, S. M. (1977): Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 175-198.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- HSÜ, K. & BRIEGEL, U. (1992): *Geologie der Schweiz*.- IV+219 S., Basel u.a. (Birkhäuser).
- HUTTON, D. H. W. & REAVY, R. J. (1992): Strike-slip tectonics and granite petrogenesis.- *Tectonics*, **11**, 5, 960-967.
- HYNES, A. (1980): Carbonatization and mobility of Ti, Y and Zr in Ascot Formation metabasalts, South-east Quebec.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **75**, 79-87.
- JAKEŠ, P. & WHITE, A. J. R. (1971): Composition of island arcs and continental growth.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **12**, 224-230.
- & - (1972): Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 29-40.

- JAMES, A. I. & WATKINSON, A. J. (1994): Initiation of folding and boudinage in wrench shear and transpression.- *J. Struct. Geol.*, **16**, 883-893.
- JENSEN, L. S. (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks.- *Ontario Div. Mines, MP*, **66**, 1-22.
- JENNER, J. (1992): NEWPET.- Software, University of Vancouver.
- JOYE, J.-B. (1989): L'évolution pression-température-déformation dans le massif des Aiguilles-Rouges, massif externe alpin.- VII+134 p., Thèse (No. 962) Univ. Fribourg. [inédit]
- KEPPIE, J. D. [ed.]: *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*.- XVI+514 p., Berlin a.o. (Springer).
- KERRICK, D. M. (1990): The Al_2SiO_5 polymorphs.- *Rev. Mineralogy*, **22**.
- KRUHL, J. H. (1994): Subkornmuster im Quarz: Ein Geothermobarometer.- *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **Sb1**, 39.
- LAIRD, J. (1988): Chlorites: metamorphic petrology.- *Rev. in Mineral.*, **19**, 405 - 454.
- & ALBEE, A. L. (1981): Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont.- *Amer. J. Sci.*, **281**, 127-175.
- LA ROCHE, H. DE; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - its relationship with current nomenclature.- *Chem. Geol.*, **29**, 121-155.
- LAURENT, R. (1967): *Étude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie, France)*.- 119 p., Thèse No. 1434 Univ. Genève. [inédit]
- LEAKE, B. E. (1964): The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites.- *J. Petrol.*, **5**, 238-254.
- (1965a): The relationship between composition of calciferous amphibole and the grade of metamorphism.- 299-318 in: PITCHER, W. S. & FLYNN, G. W. [eds.].
- (1965b): The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles.- *Amer. Mineral.*, **50**, 843-851.
- (1978): Nomenclature of amphiboles.- *Amer. Mineral.*, **63**, 1023-1052.
- LEAT, P. T.; JACKSON, S. E.; THORPE, R. S. & STILLMAN, C. J. (1986): Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides.- *J. Geol. Soc. London*, **143**, 259-273.
- LEMAITRE, R. M. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms.- XI+193 p., Oxford a.o. (Blackwell Scientific Pub.).
- LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. (1984): S-C-Mylonites.- *J. Struct. Geol.*, **6**, 617-638.
- LORENZ, W. (1980): Petrographische Nomenklatur metamorpher Gesteine I: Grundlagen, Konzeption, Systematik.- *Z. geol. Wiss.*, **8/12**, 1479-1509.
- LOX, A. (1983): *Le Carbonifère de la Montagne de Pormenaz (Massif des Aiguilles Rouges, Haute Savoie, France). Étude pétrologique et structurale*.- 61 p., Travail de diplôme Univ. Liège. [inédit]
- & BELLIERE, J. (1993): Le Silésien (Carbonifère supérieur) de Pormenaz (Massif des Aiguilles Rouges): Lithologie et tectonique.- *Eclogae geol. Helv.*, **86**, 769-783.
- MALAVIEILLE, J. (1987): Extensional shearing deformation and kilometer-scale "a"-type folds in a cordilleran metamorphic core complex (Raft River Mountains, Northwestern Utah).- *Tectonics*, **12**, 1115-1130.
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**, 635-643.
- MARRO, C. (1988): Organisation géochimique et intrusion du granite du Mont Blanc et de deux leucogranites.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 521-529.
- MARTIGNOLE, J. & NANTEL, S. (1982): Geothermobarometry of cordierite-bearing metapelites near the Morin anorthosite complex.- *Can. Mineral.*, **20**, 307-318.
- MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe.- *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- MAURITSCH, H. J. (1993): Paleomagnetic data from the paleozoic basement of the Alps.- 163-169 in: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. [eds.].
- MÉNARD, G. & MOLNAR, P. (1988): Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province.- *Nature*, **334**, 235-237.
- MÉNOT, R.-P. (1986): Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (Massifs cristallins externes des Alpes françaises): nouvelles définitions lithostratigraphiques et pétrographiques. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **66**, 227-256.
- (1987): *Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-Européenne*.- 364 p., Thèse d'État Univ. Lyon I / Mém. Doc. Centre Amor. Études Struct. Socles, Rennes, 465 p.; (1988).
- (1988): The geology of the Belledonne massif: an overview (External crystalline massifs of the western Alps).- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **68**, 531-542.
- ; BONHOMME, M. G. & VIVIER, G. (1987): Structuration tectonométamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises). Apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles.- *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **67**, 273-284.
- & PAQUETTE, J. L. (1993): Geodynamic significance of basic and bimodal magmatism in the External Domain.- 241-254 in RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. [eds.].
- ; PEUCAT, J. J.; SCARENZI, D. & PIBOULE, M. (1985): A continental (?) volcanic arc of Devonian-Carboniferous age in the French alpine external massifs: the Rioupéroux and Livet formations (Romanche valley, Belledonne massif).- *Meet. Ophiolites through time, Nancy; Ofiolti*, **10**, 527.
- ; PEUCAT, J. J.; SCARENZI, D. & PIBOULE, M. (1988): 496 Ma age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (external crystalline massifs in the French Alps): evidence of a Lower Palaeozoic oceanization.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **88**, 82-92.

- ; RAUMER, J. F. VON; BOGDANOFF, S. & VIVIER, G. (1994): Variscan Basement of the Western Alps: the External Crystalline Massifs.- 458-466 in: KEPPIE, J. D. [ed.]
- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean basalts and continental tholeiites with the Nb - Zr - Y-Diagramm.- Chem. Geol., **56**, 207-218.
- (1994): *Methoden der Strukturgeologie*.- VI+169 S., Stuttgart (Enke).
- MICHEL-LÉVY, A. (1892): Note sur la prolongation vers le sud de la chaîne des Aiguilles Rouges.- Bull. Carte géol. France, **3**, 393-429.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.- Amer. J. Sci., **274**, 321-355.
- & SHIDO, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of Titanium, Vanadium, Chromium, and Nickel.- Amer. J. Sci., **275**, 265-277.
- MOGESSIE, A.; PURTSCHELLER, F. & TESSADRI, R. (1985): Geochemistry of amphibolites from the Ötztal-Stubai complex (Northern Tyrol, Austria).- Chem. Geol., **51**, 103-113.
- MYERS, R. E. & BREITKOPF, J. H. (1989): Basalt geochemistry and tectonic settings: a new approach to relate tectonic and magmatic processes.- Lithos, **23**, 53-62.
- NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites.- Geochim. Cosmochim. Acta, **38**, 757-775.
- NEWTON, R. C. & HASELTON, H. T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer.- 131-147 In: NEWTON, R.C.; NAVROTSKY, A. & WOOD, B. J. [eds.].
- NEWTON, R.C.; NAVROTSKY, A. & WOOD, B. J. [eds.] (1981): *Thermodynamics of minerals and melts*.- Berlin u.a. (Springer).
- NILSEN, T. H. & MCLAUGHLIN, R. J. (1985): Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins of California.- 79-103 in: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. [eds.].
- NIKLAUS, P.-A. & WETZEL, A. (1996): Faziesanalyse und Ablagerungsmilieu der fluviatilen Sedimentfüllung des Karbontroges von Salvan-Dorénaz.- Eclogae geol. Helv., **98**, 427-437.
- PAPIKE, J. J.; CAMERON, K. L. & BALDWIN, K. (1974): Amphiboles and pyroxenes: Characterization of *other* than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data [abstr.]- Geol. Soc. Amer. Abstr. with programs, **6**, 1053-1054.
- PAQUETTE, J. L.; MÉNOT, R. P. & PEUCAT, J.J. (1989): REE, Sm - Nd and U - Pb zircon study of the eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps): evidence for crustal contamination.- Earth Planet. Sci. Lett., **96**, 181-198.
- PARÉJAS, E. (1925): La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie).- Eclogae geol. Helv., **19**, 2, 420-503.
- PASSCHIER, C. W. (1986): Mylonites in the continental crust and their role as seismic reflectors.- Geologie en Mijnbouw, **65**, 167-176.
- ; MYERS, J. S. & KRÖNER, A. (1990): *Field geology of high-grade gneiss terranes*.- IX+150 p., Berlin a.o. (Springer).
- PEARCE, J. A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus.- Tectonophys., **25**, 41-67.
- (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.- 525-548 in: THORPE, R. S. [ed.].
- (1983a): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins.- 230-249 in: HAWKESWORTH, C. J. & NORRIS, M. J. [eds.].
- (1983b): A 'users guide' to basalt discrimination diagrams.- I+37+11 p. [unpubl.]
- & Cann, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- Earth Planet. Sci. Lett., **19**, 290-300.
- ; HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- J. Petrol., **25**, 956-983.
- & NORRIS, M. J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks.- Contrib. Mineral. Petrol., **69**, 33-47.
- PERCHUK, L.L. & ARANOVITCH, L. Y. (1984): Improvement of garnet-biotite geothermometer: correction for fluorine content in biotite.- Dokl. Acad. Sci. USSR, **277**, 471-475 (in russisch).
- ; - ; PODLESSKI, K. K.; LAVRANT'ÉVA, I. V.; GERASSIMOV, V. Y.; FED'KIN, V. V.; KITSUL, V. I.; KARSAKOV, L. P. & BERDNIKOV, N. V. (1985): Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR.- J. metamorphic Geol., **3**, 265-310.
- PETEREK, A. (1992): Das Computerprogramm AUTO TEK.- Frankfurter geowiss. Abh., **A 11**, 280-283.
- (1993a): AUTO TEK - PC-Software zur Verarbeitung von Richtungsdaten mit dem SCHMIDT'SCHEN Netz.- Inst. f. Geologie, Univ. Erlangen.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E. & SIEVER, R. (1973): *Sand and Sandstone*.- 617 p., Berlin a.o. (Springer).
- PFEIFER, H.-R. & COLOMBI, A. (1989): Diagramme zur Diskriminierung von Basalten und Gabbros mittels Hauptelementen.- Internes Papier, Univ. Lausanne [unpubl.].
- PHILLIPS, E. R. (1974): Myrmekite - one hundred years later.- Lithos, **7**, 181-194.
- PILLOUD, C. (1991): Structures de deformation alpin dans le synclinal de permo-carbonifère de Salvan - Dorenaz (massif des Aiguilles-Rouges).- Mém. Géol. (Lausanne), **9**, 1-100.
- PITCHER, W. S. (1993): *The nature and origin of granite*.- XIII+321 p., London a.o. (Blackie).
- & FLYNN, G. W. [eds.] (1965): *Controls of metamorphism*.- London (Oliver & Boyd).
- PLATT, J. P. (1983): Progressive refolding in ductile shear zones.- J. Struct. Geol., **5**, 619-622.
- & VISSERS, R. L. M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks.- J. Struct. Geol., **2**, 397-410.
- RAASE, P. (1974): Al and Ti contents of Hornblende, indicators of pressure and temperature of Regional Metamorphism.- Contrib. Mineral. Petrol., **45**, 231-236.
- RAITH, M. (1976): The Al-Fe(III) Epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic series of the Tauern Window, Austria.- Contrib. Mineral. Petrol., **57**, 99-117.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*.- 568 p., New York (McGraw-Hill).
- (1989): Fold and fault geometry in the western Helvetic nappes of Switzerland and France and its implications for the evolution of the arc of the western Alps.- Geol. Soc. London Spec. Publ., **45**, 33-45.

- & HUBER, M. I. (1983): *The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain analysis.*- XII+307 p., London (Academic Press).
- & - (1987): *The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures.*- X+393 p., London (Academic Press).
- RAUMER, J. F. v. (1967): Kristallisation und Gefügebild im Mont-Blanc-Granit.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **47**, 499-579.
- (1974): Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massivs.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **54**, 471-488.
- (1987): Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massiv, Zeugen variszischer Krustenbildung in den Westalpen.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1987**, 8, 493-512.
- ; GALETTI, G.; PFEIFER H. R. & OBERHÄNSLI, R. (1990): Amphibolites from Lake Emosson/Aiguilles Rouges, Switzerland: Tholeiitic basalts of a Paleozoic continental rift zone.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**, 419-435.
- ; MÉNOT, R. P.; ABRECHT, J. & BIINO, G. (1993): The pre-Alpine evolution of the External Massifs.- 221 - 240 in: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. [eds.].
- & NEUBAUER, F. [eds.] (1993): *Pre-Mesozoic geology in the Alps.*- XVIII+677p, Berlin a.o. (Springer).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1986): *Depositional sedimentary environments. With reference to terrigenous clastics.* 2nd ed. - XIX+551 p., Berlin a.o. (Springer).
- REUSSER, E. (1987): *Phasenbeziehungen im Tonalit der Bergeller Intrusion (Graubünden/Schweiz, Prov. di Sondrio, Italien). Anhang A: XRF-System Version 86.*- Diss. ETH Zürich.
- ROBINSON, P.; ROSS, M. & JAFFE, H. W. (1971): Composition of the anthophyllite-gedrite series, comparisons of gedrite and hornblende, and the anthophyllite-gedrite solvus.- Amer. Mineral., **56**, 1005-1041.
- SANDERSON, D. J. & MARCHINI, W. R. D. (1984): Transpression.- J. Struct. Geol., **6**, 449-458.
- SAUNDERS, A. D. (1984): The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins.- 205-236 in: HENDERSON, P. [ed].
- SAUSSURE, H. B. DE (1796): *Voyage à travers les Alpes.*- Neuchâtel 1779-1796.
- SCHALTEGGER, U. & CORFU, F. (1995): Late Variscan "Basin and Range" magmatism and tectonics in the Central Alps: Evidence from U-Pb geochronology.- Geodynamica Acta, **8**, 82-98.
- SCHONEVELD, C. (1977): A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets.- Tectonophys., **39**, 453-471.
- SCHROLL, E. (1976): *Analytische Geochemie. Band 1: Methodik.*- XII+292 S., Stuttgart (Enke).
- SCHULZ, B. (1995): Rekonstruktion von P-T-t-d-Pfaden der Metamorphose: Mikrostrukturell kontrollierte Geothermobarometrie in Metapeliten und Metabasiten der variskischen Internzone (Ostalpen, Nordost-Bayern, Aiguilles Rouges Massif, Massif Central).- Erlanger geol. Abh., **126**, 1-222.
- ; OEHLKE, M.; AUDREN, C. & TRIBOULET, C. (1994): Évolution pression-température-temps-déformation d'âge Alpin des amphibolites du SW de la fenêtre des Tauern (Alpes orientales).- C. R. Acad. Sci. Paris, II **318**, 1483-1488.
- & RAUMER, J. v. (1993): Syndeformational uplift of Variscan high-pressure rocks (Col de Bérard, Aiguilles Rouges massif, Western Alps).- Z. dt. geol. Ges., **144**, 104-120.
- SCHUMACHER, J. C.; HOLLOCHER, K. T.; ROBINSON, P. & TRACY, R. J. (1990): Progressive reactions and melting in the Acadian metamorphic high of central Massachusetts and southwestern New Hampshire, USA.- 198-271 in: ASHWORTH, J. R. & BROWN, M. [eds.].
- SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps.- Tectonics, **4**, 687-704.
- SHAW, D. M. (1968): A review of K-Rb-fractionation trends by covariance analysis.- Geochim. Cosmochim. Acta, **32**, 573-601.
- (1972): The origin of the Apsley gneiss, Ontario.- Can. J. Earth Sci., **9**, 18-35.
- SHERVAIS, J. W. (1981): Ti - V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas.- Earth Planet. Sci. Lett., **59**, 101-118.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks.- Geol. Soc. Amer. Bull., **94**, 1281-1288.
- SMITH, J. V. & BROWN, W. L. (1988): *Feldspar minerals. Vol. 1: Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties.* 2nd ed.- XVIII+828 p., Berlin a.o. (Springer).
- SOLEY, R. (1985): *Geology of the Lac de Pormena area, Haute-Savoie, France.*- 50 p., B.Sc. Thesis Univ. London.[unpubl.]
- SPEAR, F. S. (1980): NaSi - CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: an empirical model.- Contrib. Mineral. Petrol., **80**, 140-146.
- (1981): An experimental study on hornblende stability and compositional variability in amphibole.- Amer. J. Sci., **281**, 697-734.
- (1993): *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.*- XXII+799 p., Washington (Mineralogical Society of America).
- ; HICKMOTT, D. & SELVERSTONE, J. (1990): Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain, New Hampshire.- Geol. Soc. Amer. Bull., **102**, 1344-1360.
- ; SELVERSTONE, J.; HICKMOTT, D.; CROWLEY, P. & HODGES, K. V. (1984): P-T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes.- Geology, **12**, 87-90.
- ST-ONGE, M. R. (1987): Zoned poikiloblastic garnets: P-T paths and syn-metamorphic uplift through 30 km of structural depth, Wopmay orogen, Canada.- J. Petrol., **28**, 1-21.
- STOREY, B. C.; ALABASTER, T. & PANKHURST, R. J. [eds.] (1992): *Magmatism and the cause of continental break-up.* VII+404 p., Geol. Soc. Spec. Publ., **68**.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name.- Earth. Sci. Rev., **12**, 1 -34.
- & LE MAITRE, R. W. (1979): A chemical approximation to the modal QAPF-classification of the igneous rocks.- N. Jb. Mineral. Abh., **136**, 169-206.
- SUN, S.-S. & NESBITT, R. W. (1978): Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: Evidence from rare earth elements.- Contrib. Mineral. Petrol., **65**, 301-325.

- TAGAKI, H. & ITO, M. (1988): The use of asymmetric pressure shadows in mylonites to determine the sense of shear.- J. Struct. Geol., **10**, 347-360.
- TARNEY, J. (1977): Petrology, mineralogy and geochemistry of the Falkland plateau basement rocks, site 330, DSDP.- Int. Rep. DSDP, **36**, 893-921.
- THÉLIN, J. (1983): *Les gneiss coëillés de la nappe du Grand Saint-Bernard. Essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse)*.- Thèse Univ. Lausanne. [inédit]
- THIÉBLEMONT, D. & TÉGYEY, M. (1994): Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins.- C. R. Acad. Sci. Paris, **II 319**, 87-94.
- & CABANIS, B. (1990): Utilisation d'un diagramme Rb/100-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'étude pétrogénétique des roches magmatiques acides.- Bull. Soc. géol. France, Sér. 8, **6**, 23-35.
- ; MARCOUX, E.; TÉGYEY, M. & LEISTEL, J.-M. (1994): Genèse de la province pyriteuse sub-ibérique dans un paléo-prisme d'accrétion? Arguments pétrologiques. -Bull. Soc. géol. France, **165**, 407-423.
- THOMPSON, A. B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks.- Amer. J. Sci., **276**, 401-454.
- (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids.- Amer. J. Sci., **282**, 1567-1595.
- & ENGLAND, P. C. (1984): Pressure-Temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks.- J. Petrol., **25**, 929-955.
- & TRACY, R. J. (1979): Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactins in the system CaO-KAlO₂-NaAlO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O.- Contrib. Mineral. Petrol., **70**, 429-438.
- THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G. L. & PARRY, S. J. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach.- Phil. Trans. R. Soc. London, **A 310**, 549-590.
- THORPE, R. S. [ed.] (1982): *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*.- XIII+724 p., Chichester u.a. (Wiley).
- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger varizischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas.- Geotekt. Forsch., **64**, 1-91.
- TRACY, J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals.- 355-397 In: FERRY, J. M. [ed.]: Characterization of metamorphism through mineral equilibria.-Rev. in Mineral., **10**.
- TRIBOULET, C. (1980): Les métabasites entre Concarneau et Lorient: un exemple de métamorphisme prograde polyphasé en Bretagne méridionale.- Bull. Minéral., **103**, 92-100.
- (1992): The (Na-Ca)amphibole - albite - chlorite - epidote - quartz geothermobarometer in the system S - A - F - M - C - N - H₂O. 1. An empirical calibration.- J. metamorphic Geol., **10**, 545-556.
- & AUDREN, C. (1985): Continuous reactions between biotite, garnet, staurolite, kyanite-sillimanite-andalusite and P-T-time-deformation path in micaschists from the estuary of the river Vilaine, South Brittany, France.- J. metamorphic Geol., **3**, 91-105.
- TRÖGER, W. E. (1967): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2 Textband*.- XI+822 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland - a guide book. Part A: An outline of the Geology of Switzerland*.- 104 p., Basel & New York (Wepf).
- TRZCIENSKI, W. E. (1977): Garnet zoning - product of a continuous reaction.- Can. Mineral., **15**, 250-256.
- TUCKER, M. E. (1985): Einführung in die Sedimentgesteine.- 265 S., Stuttgart (Enke).
- VELDE, B. (1967): Si⁴⁺ content in natural phengites.- Contrib. Mineral. Petrol., **14**, 250-258.
- VERNON, R. M. (1979): Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses.- Lithos, **12**, 143-152.
- VIALON, P.; ROCHETTE, P. & MÉNARD, G. (1989): Indentation and rotation in the western Alpine arc.- Geol. Soc. London Spec. Publ., **46**, 329-338.
- VITTEL, G. & FABRIÈS, J. (1982): Caractérisation de l'évolution polymétamorphique du Hoggar central (Sahara) basée sur l'analyse cristallochimique d'amphiboles calciques.- Bull. Minéral., **105**, 110-124.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics.- Liverpool Manch. Geol. J., **2**, 503-567.
- (1968): *Klastische Mineralien aus den Sedimentserien der Schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose*.- 360 S., Habilitationsschrift Fak. Bergbau und Hüttenwesen Techn. Univ. Berlin, D 83.
- (1976): Recrystallisation of Quartz, Biotite and Feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance.- Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **56**, 641-647.
- (1980): Ein Querprofil durch die Schweizer Alpen vom Vierwaldstätter See zur Wurzelzone Strukturen und ihre Entwicklung durch Deformationsmechanismen wichtiger Minerale.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **160**, 321-335.
- WALKER, K. R.; JOPLIN, G. A.; LOVERING, J. G. & GREEN, R. (1960): Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of Precambrian of Northwestern Queensland.- J. Geol. Soc. Austr., **6**, 149-178.
- WALLBRECHER, E. (1986): *Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen*.- IX+244 S., Stuttgart (Enke).
- WEAVER, B. L. & TARNEY, J. (1981): Chemical changes during dyke metamorphism in high-grade basement terrains.- Nature, **289**, 47-49.
- ; WINDLEY, B. F. & LEAKE, B. E. (1982): Geochemistry and petrogenesis of Archean metavolcanic amphibolites from Fiskenaasset, Southwest Greenland.- Geochim. Cosmochim. Acta, **46**, 2203-2215.
- WETTER, W.-K. (1987): *Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Mont Blanc-Gebiet: Unteres Vallée de Chamoni - Val Montjoie*.- 269 S., Diss. Univ. Zürich. [unpubl.]
- WHITE R. S. (1992): Magmatism during and after continental break-up.- 1-16 in: STOREY et al. [eds.]
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SELLY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics.- Amer. Ass. Petroleum Geologists Bull., **57**, 74-96.
- WINTSCH, R. P. & ANDREWS, M. S. (1988): Deformation induced growth of sillimanite: "stress" minerals revisited.- J. Geol., **96**, 143-161.
- WILSON, A. (1960): the microdeterminator of ferrous iron in silicate minerals by a volumetric and colorimetric method.- Analyst, **85**, 823-827.

- WILSON, M. (1989): *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach.*- XIX+466 p., London (Unwin Hyman).
- WIMMENAUER, W. (1985): *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine.*- X+382 S., Stuttgart (Enke).
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1976): Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 459-469.
- ; - (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.
- & MAX, M. D. (1982): The geochemistry and origin of the Precambrian rocks of the Rosslare Complex, SE Ireland.- *J. Geol. Soc. London*, **139**, 309-319.
- WOOD, D. A.; JORON, J.-L. & TREUIL, M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 326-336.
- ; - ; NORRY, M. J. & TARNEY, J. (1979): Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 319-339.
- ZECK, H. P.; MOTHORST, J. R. & KALSBEEK, F. (1983): Metasomatic control of K/Rb-ratios in amphibolites.- *Chem. Geol.*, **40**, 313-321.
- ZWART, H. J. (1962): On the determination of polymetamorphic mineral associations to the Bosost area (Central Pyrenees).- *Geol. Rdsch.*, **52**, 38-65.

Abkürzungsverzeichnis

Minerale

Ab	Albit
Act	Aktinolith
Alm	Almandin
Amp	Amphibol
An	Anorthit
And	Andesin
Apa	Apatit
Bt	Biotit
C	Korund (CIPW)
Cc	Kalzit
Chl	Chlorit
Cm	Chromit (CIPW)
CPx	Klinopyroxen
Epi	Epidot
Fib	Fibrolith
Grs	Grossular
Grt	Granat
Hbl	Hornblende
HG	Hellglimmer
Hy	Hypersthen (CIPW)
Ilm	Ilmenit
Kf	Kalifeldspat
Ky	Kyanit (Disthen)
Mik	Mikroklin
Ms	Muskovit
Mt	Magnetit
Olg	Oligoklas
Or	Orthoklas
Pg	Paragonit
parHbl	pargasitische Hornblende
Phg	Phengit
Plg	Plagioklas
Prn	Prehnit
Pyp	Pyrop
Qtz	Quarz
Rt	Rutil
Ser	Serizit
Sil	Sillimanit
Tit	Titanit
Trm	Turmalin
Tsch	Tschermakit
tschHbl	tschermakitische Hornblende
Zir	Zirkon
□	"vacancy"

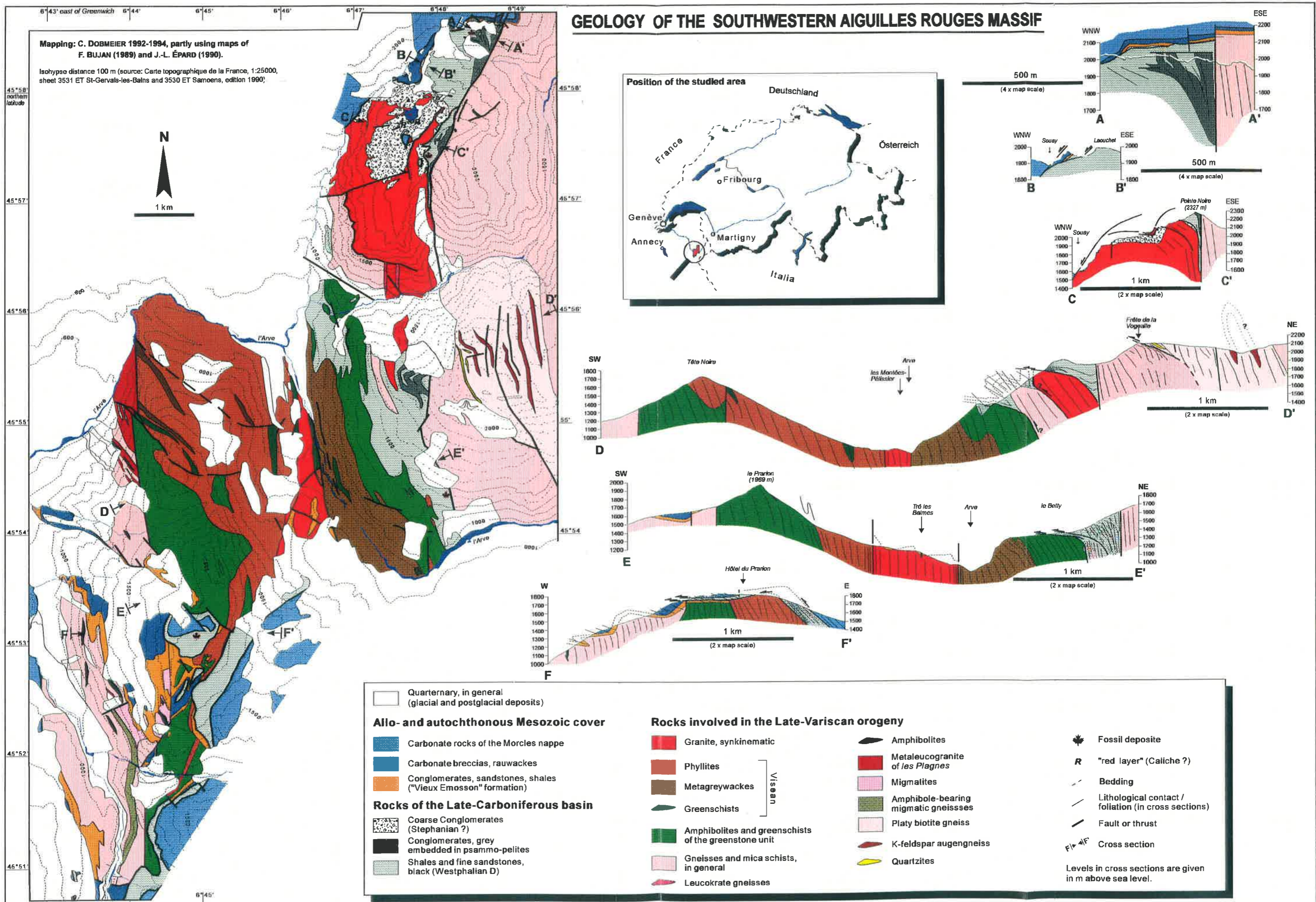
Deformation

ss	Schichtung	s_m	mylonitische Foliation
s_s	synthetische Scherfläche		
s_a	antithetische Scherfläche		
s_H	Harnischfläche		
crn	Crenulationschieferung		
s_i	Interngefüge		
s_o	Externgefüge		
sst	Störung		
D_1, D_2, \dots	Erste, zweite, ... Deformation		
s_1, s_2, \dots	Erste, zweite, ... Schieferung	s_p	penetrative Foliation
str _{1, \dots}	Erste, ... Streckungsfaser	str _p	Streckungsfaser auf s_p
L ₁ /str ₁	zusätzliches Linear auf s_2		
B_1, B_2, \dots	Erste, zweite, ... Faltenachsen		
F_1, F_2, \dots	Erste, zweite, ... Faltung		
x, y, z	lange, mittlere und kurze Achse des Deformations-Ellipsoides mit $x \geq y \geq z$		
$\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$	Achsen des Strain-Ellipsoides		
I_1, I_2, I_3	Eigenvektoren der Gefüge- regelungen im Schmidt-Netz		
$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$	Achsen des Stress-Ellipsoides		

Sonstiges

Mg#	Magnesiumzahl: $MgO/(MgO+FeO)$
FeO*	Summe des analysierten Fe als FeO
Xmg	Verhältnis $Mg/(Mg+Fe)$ in Amphibol, Biotit, Chlorit
XAlm	Verhältnis von $Fe/(Fe+Mn+Ca+Mg)$ in Granat; ent- sprechend für Mn (XSps), Ca (XGrs) und Mg (XPyr)
Xphg	(Si - 6)/2
Xpg	Verhältnis $Na/(Na+K)$ in Hellglimmern
Fe*	Summe Fe als Fe^{2+} im Kristallgitter
KL	Kornlänge
DS	Dünnschliff
GP	Geländepunkt/ Aufschluß
U.d.M.	Unter dem Mikroskop
x N	gekreuzte Polarisatoren
II N	parallele Polarisatoren
LK	Lange Bildkante
Ma	Millionen Jahre
Ga	Milliarden Jahre
m + NN	m über Normalnull (=Seehöhe)
MORB	Basalte von mittelozeanischen Rücken

Alle Maßangaben in SI-Basiseinheiten mit Ausnahme des Druckes, der nicht in [hPa] sondern in [kb] angegeben ist.



Mémoires de Géologie (Lausanne)

- No. 1* BAUD A. 1987. Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). 202 p., 53 text-figs., 29 pls.
- No. 2 ESCHER A., MASSON H. and STECK A. 1988. Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. 11 p., 1 text-figs., 1 map.
- No. 3* STUTZ E. 1988. Géologie de la chaîne Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Inde). Evolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne. 149 p., 42 text-figs., 11 pls., 1 map.
- No. 4 COLOMBI A. 1989. Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). 216 p., 147 text-figs., 2 pls.
- No. 5 STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., MARCHANT R., MASSON H. and SPRING L. 1989 Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. 8 p., 1 map.
- No. 6 SARTORI M. 1990. L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). 140 p., 56 text-figs., 3 pls.
- No. 7 BUSSY F. 1990. Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins: exemple des massifs varisque du Mont-Blanc (Alpes occidentales) et miocène du Monte Capanne (Ile d'Elbe, Italie). 309 p., 177 text-figs.
- No. 8* EPARD J.-L. 1990. La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. 165 p., 59 text-figs.
- No. 9 PILLOUD C. 1991. Structures de déformation alpines dans le synclinal de Permo-Carbonifère de Salvan-Dorénav (massif des Aiguilles Rouges, Valais). 98 p., 59 text-figs.
- No. 10* BAUD A., THELIN P. and STAMPFLI G. 1991. (Eds.). Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys. IGCP Project No. 276. Newsletter No. 2. 155 p.
- No. 11 CARTER E.S. 1993. Biochronology and Paleontology of uppermost Triassic (Rhaetian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada. 132 p., 15 text-figs., 21 pls.
- No. 12* GOUFFON Y. 1993. Géologie de la "nappe" du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste -Italie). 147 p., 71 text-figs., 2 pls.
- No. 13 HUNZIKER J.C., DESMONS J., and HURFORD A.J. 1992. Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. 59 p., 18 text-figs., 7 maps.
- No. 14 SPRING L. 1993. Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul-Zanskar oriental (Himalaya indien). 148 p., 66 text-figs., 1 map.
- No. 15 MARCHANT R. 1993. The Underground of the Western Alps. 137 p., 104 text-figs.
- No. 16 VANNAY J.-C. 1993. Géologie des chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW-Himalaya, Inde). Paléogéographie et tectonique. 148 p., 44 text-figs., 6 pls.
- No. 17* PILLEVUIT A. 1993. Les blocs exotiques du Sultanat d'Oman. Evolution paléogéographique d'une marge passive flexurale. 249 p., 138 text-figs., 7 pls.
- No. 18 GORICAN S. 1994. Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides, Montenegro). 120 p., 20 text-figs., 28 pls.
- No. 19 JUD R. 1994. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolaria of the Western Tethys. 147 p., 29 text-figs., 24 pls.
- No. 20 DI MARCO G. 1994. Les terrains accrésés du sud du Costa Rica. Evolution tectonostratigraphique de la marge occidentale de la plaque Caraïbe. 166 p., 89 text-figs., 6 pls.
- No. 21* O'DOHERTY L. 1994. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). 415 p., 35 text-figs., 73 pls.
- No. 22 GUEX J. and BAUD A. (Eds.) 1994. Recent Developments on Triassic Stratigraphy. 184 p.
- No. 23 BAUMGARTNER P.O., O'DOHERTY L., GORICAN S., URQUHART E., PILLEVUIT A. and DE WEVER P. (Eds.). 1995. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. 1162 p.
- No. 24 REYMOND B. 1994. Three-dimensional sequence stratigraphy offshore Louisiana, Gulf of Mexico (West Cameron 3D seismic data). 215 p., 169 text-figs., 49 pls.
- No. 25 VENTURINI G. 1995. Geology, Geochronology and Geochemistry of the Inner Central Sesia Zone. (Western Alps - Italy). 183 p., 57 text-figs., 12 pls.
- No. 26 SEPTFONTAINE M., BERGER J.P., GEYER M., HEUMANN C., PERRET-GENTIL G. and SAVARY J. 1995. Catalogue des types paléontologiques déposés au Musée Cantonal de Géologie, Lausanne. 76 p.
- No. 27 GUEX J. 1995. Ammonites hettangiennes de la Gabbs Valley Range (Nevada, USA). 130 p., 22 text-figs., 32 pls.
- No. 28 HÜRLIMANN A., BESSON-HÜRLIMANN A. and MASSON H. 1996 Stratigraphie et tectonique de la partie orientale de l'écaïlle de la Gummfluh (Domaine Briançonnais des Préalpes). 182 p., 63 text-figs., 40 pls., 6 maps

*: out of print

Order from **Institut de Géologie et Paléontologie,**

Université de Lausanne. BFSH-2. CH-1015, SWITZERLAND.

<http://www-sst.unil.ch/publidep.htm>

Fax: (41) 21-692.43.05

Bank Transfer: Banque Cantonale Vaudoise 1002 Lausanne

Account Number: **C.323.52.56** Institut de Géologie, rubrique: Mémoires

Price CHF 30 per volume except volume 23 (CHF 100). The price doesn't include postage and handling.

- Please do not send check -